

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE

(Laboratoire de géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

MEMOIRE H.S. N° 26

**LE COMPLEXE MÉTAMORPHIQUE DU SUD KARAKORUM DANS
LE SECTEUR DU CHOGO LUNGMA (BALTISTAN - NORD PAKISTAN)**

ÉTUDE STRUCTURALE, MÉTAMORPHIQUE, GÉOCHIMIQUE ET RADIOCHRONOLOGIQUE

Yves Lemennicier



1996

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

MÉMOIRE HS N° 26

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1

INSTITUT DE GÉOLOGIE

DOCUMENTATION

15, RUE MAURICE GIGNOUX

F 38031 GRENOBLE CEDEX

TÉL. (33) 76 63 59 66

FAX. (33) 76 87 82 43

LE COMPLEXE MÉTAMORPHIQUE DU SUD KARAKORUM DANS LE SECTEUR DU CHOGO LUNGMA (BALTISTAN - NORD PAKISTAN)

ÉTUDE STRUCTURALE, MÉTAMORPHIQUE, GÉOCHIMIQUE ET RADIOCHRONOLOGIQUE



Yves Lemennicier

1996

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.

MAISON DES GEOSCIENCES

DOCUMENTATION

B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX

Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58

Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

10187956

Le complexe métamorphique du Sud Karakorum dans le secteur du Chogo Lungma (Baltistan - Nord Pakistan)

Etude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique

par Yves LEMENNICIER*

RÉSUMÉ. - Situé dans la partie Nord-Ouest de l'orogénèse himalayenne, Le glacier du Chogo Lungma se développe au nord-est de la syntaxe du Nanga Parbat-Haramosh où les formations du Ladakh-Kohistan sont laminées entre Haut Himalaya et Karakorum. De nouvelles données géologiques, structurales, métamorphiques, géochimiques et géochronologiques ont permis d'une part de définir les caractéristiques des ensembles plutoniques et d'autre part de reconsidérer l'évolution tectonométamorphique du complexe métamorphique du Karakorum (KMC) en les replaçant dans un schéma géodynamique plus global.

L'histoire tectonométamorphique du KMC inclut deux phases principales: (i) une phase principale D1 de plis isoclinaux N100°E à vergence Sud associés à une schistosité S1 plan axial et formés dans un régime en aplatissement dominant. Ils portent une paragenèse à Grt-Bt-Mu-Ky de pic de métamorphisme (M1: 620 - 730°C pour 7,5 - 11 kbar); (ii) une phase D2 de formation de dômes allongés N110°E à N140°E qui reprennent et déforment S1. Ces dômes sont associés à une évolution métamorphique principalement en décompression (7,5 à 4 kbar) dans le champ de la sillimanite. Nous proposons pour ces dômes un modèle d'extrusion, à composantes verticale et décrochante le long du Main Karakorum Thrust, qui sépare le Karakorum du Ladakh. La pente très raide du chemin P-T observé implique une exhumation rapide et suggère que les différentes phases observées fassent partie d'un continuum tectonométamorphique.

Quatre ensembles d'orthogneiss, antérieurs à la structuration du KMC, ont été identifiés, certains présentant des similitudes avec des granitoïdes déjà connus plus au Nord dans le batholite axial ou dans le Nord-Karakorum: l'ensemble "Bukpun", de nature calco-alcaline, est un équivalent des plutons de subduction crétacés de type Hunza ou Ghamu Bar; l'ensemble subalcalin "Basha", d'origine crustale probable, se rapproche, au moins du point de vue génétique, du granite oligo-miocène du Baltoro; les caractères de l'ensemble "Bolocho" sont intermédiaires entre ceux de complexes subalcalins (Batura, Giraf) et alcalins (Koz Sar) d'âges crétacés à paléogènes; enfin, les caractéristiques de la granodiorite d'Aralter, de nature subalcaline sodique, apparaissent originales dans le Karakorum.

Par ailleurs, un petit pluton syénitique (Hemasil) apparaît contemporain de la phase de formation des dômes D2. Ce magmatisme potassique, issu d'une source mantellique (E_{Nd} de +3,0 à +4,3) enrichie en éléments en traces et Terres Rares, a également subi des phénomènes d'assimilation, marqués par des enrichissements en U, Th, Hf, Zr et en Sr radiogénique ($^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,70431 à 0,70551), lors de son ascension dans la croûte supérieure et de sa mise en place finale.

Enfin, des âges de refroidissement $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles nous ont permis d'estimer un âge de formation des dômes et de mise en place de la syénite vers 9 Ma.

Il apparaît donc qu'une partie de l'évolution tectonométamorphique et magmatique du KMC est très récente et en relation avec l'activation des grands décrochements régionaux comme la faille dextre du Karakorum. Elle est à rapprocher de celle du Haut Himalaya du Nanga Parbat situé à proximité.

MOTS CLÉS. - Nord Pakistan, Karakorum, Complexe métamorphique, Structures, Dômes, Métamorphisme, Géochimie, granitoïdes, Syénite, Géochronologie.

* LGCA, 15, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble cedex

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université de Grenoble, soutenue le 23 Juillet 1995, pour l'obtention du Diplôme de Doctorat Spécialité Sciences de la Terre, devant la commission d'examen:

H. Lapiere	Président
A. Pêcher	Directeur
P. Le Fort	Co-directeur
J.L. Bouchez	Rapporteur
I.M. Villa	Rapporteur
F. Debon	Examineur
B. Lombardo	Examineur

The South Karakorum metamorphic complex in the Chogo Lungma area (Baltistan - N. Pakistan) Structural, metamorphic, geochemical and radiochronological study

ABSTRACT. - Tectonometamorphic and plutonic aspects of the Karakorum Metamorphic Complex (KMC) have been studied in the Chogo Lungma area (N. Pakistan).

Four orthogneiss groups, reworked in the tectonometamorphic evolution, have been identified. Some of them are similar to granitoids already known northwards: the Bukpun group is equivalent to the Cretaceous subduction related granitoids of Hunza or Ghamu Bar; the Basha group, of probable crustal origin, shows some similitudes with the Oligo-Miocene Baltoro granite; the Bolocho group have intermediate characteristics between subalkalines and alkaline complexes (of Cretaceous to Palaeogene ages). Characters of the last orthogneiss (Aralter) are original in the Karakorum.

The KMC tectonometamorphic history includes: (i) south vergent isoclinal folds trending N110°E, associated with an axial plane cleavage S1 developed in a predominantly flattening deformation. They correspond to the peak metamorphism (620 - 730°C for 7.5 - 11 kbar); (ii) N100°E to N140°E elongated domes refolding S1 and associated with a mainly decompressional evolution (7.5 to 4 kbar). Domes can be formed by vertical + dextral extrusion along the MKT, in a compressive heterogeneous deformation. They are contemporaneous of the emplacement of the Hemasil potassic syenitic pluton, originated from an enriched mantle source and having certainly undergone a crustal contamination. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data indicate an emplacement age around 9 Ma.

Consequently it appears that a part of the tectonometamorphic and magmatic evolution of the KMC is recent and probably related to activation of the main regional transcurrent faults. It can be compared with the recent evolution of the High Himalaya of the Nanga Parbat, located south-westward.

KEY WORDS. - Northern Pakistan, Karakorum, Metamorphic Complex, Structures, Domes, Metamorphism, Geochemistry, Granitoids, Syenite, Geochronology.

Chapitre I

INTRODUCTION

CADRE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE DE L'ENSEMBLE

HIMALAYA - LADAKH-KOHISTAN - KARAKORUM

1. - CADRE GÉOGRAPHIQUE

Le secteur étudié fait partie du Baltistan, sous administration pakistanaise depuis la délimitation de la ligne de cessez-le-feu avec l'Inde (fig. 1). Il est compris entre $35^{\circ}30'$ - $36^{\circ}10'$ de latitude Nord et $74^{\circ}50'$ - $75^{\circ}30'$ de longitude Est, et couvre une partie des unités du Karakorum, du Ladakh et du Haut Himalaya au niveau de la terminaison Nord-Est de la virgation du Nanga Parbat - Haramosh (fig. 2 et 3). Ce secteur atteint au Sud la vallée de l'Indus et au Nord la rive gauche du glacier d'Hispar. Sa limite Est passe par la jonction des vallées de la Basha et de la Braldu, et le sommet du Ganchen (6462 m), tandis qu'à l'Ouest, il est limité par la vallée de Stak, les sommets du massif de l'Haramosh (7397 m) et celui du Spantik (7027 m) (fig. 3). Sa partie Nord est recoupée par le Chogo Lungma, l'un des très grands glaciers du Karakorum, long de 47 km pour une superficie de 330 km² [Kick, 1964], depuis les sommets du Spantik et des Malubiting (7453 m) jusqu'au village d'Arandu (2770 m). Ce glacier donne naissance à la Basha, qui rejoint la Braldu pour former la Shigar. Cette

dernière est un affluent majeur de l'Indus quelques kilomètres au Nord de Skardu (2317 m), capitale du Baltistan (fig. 1). La partie Sud de la zone d'étude couvre principalement la vallée de Turmik, la partie supérieure de la vallée de Stak, et quelques autres affluents mineurs de la rive droite de l'Indus (vallées de Homara et de Tungas).

2. - BUTS DE L'ÉTUDE

Ce secteur, déjà cartographié par Zanettin [1964], dans les vallées de Stak et de Turmik, Desio *et al.* [1985], dans la partie basse du Chogo Lungma, Verplank [1986] dans la partie Sud de la vallée de Stak, et Hanson [1986, 1989], à l'entrée de la vallée de la Basha, a été réétudié par trois expéditions franco-italiennes de 1991 à 1993 dans le cadre d'un contrat de la Communauté Européenne sur le projet "Geology of the Karakorum range" coordonné par M. Gaetani (Université de Milan). A l'automne 1991, P. Le Fort, U. Pognante et P. Benna parcourent les vallées de Turmik et de Stak. Au printemps 1992, P. Le Fort et

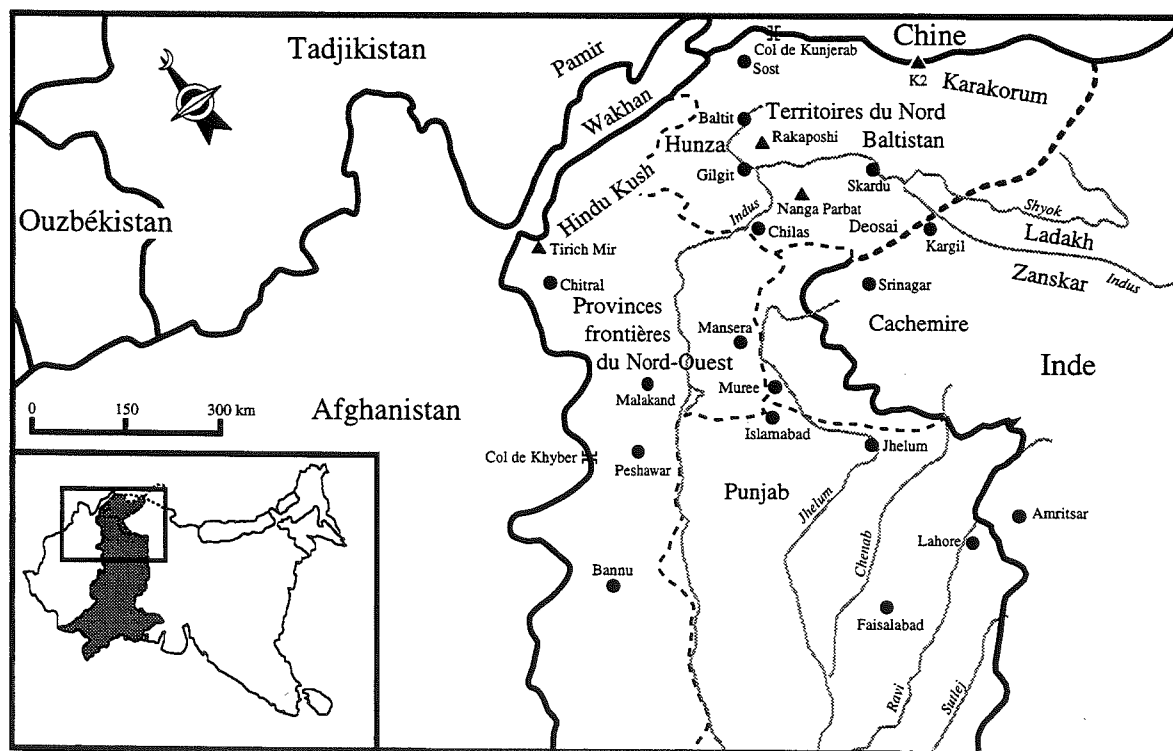


FIG. 1 - Carte géographique simplifiée du Nord Pakistan.

A. Pêcher étudie les vallées de la Basha, de Berelter, de Kero Lungma et la partie basse du Chogo Lungma (rive gauche). Enfin, en 1993, la rive droite et la partie haute du Chogo Lungma avec plusieurs de ses émissaires, la vallées de la Basha et quelques-uns de ses affluents, la partie basse de la vallée de Turmik, et les vallées de Homara et Tungas (rive droite de l'Indus), sont cartographiées par une équipe composée de P. Le Fort, B. Lombardo, A. Pêcher, P. Pertusati, F. Rolfo et l'auteur.

Le but de ces études était d'analyser, entre autres, les processus tectoniques, métamorphiques et magmatiques mis en jeu lors de la formation d'une chaîne de montagnes produite par une subduction océanique suivie d'une hypercollision continentale.

L'intérêt de la zone étudiée réside dans les points suivants:

- on y trouve, sur une surface relativement restreinte, non seulement les deux marges de la Néotéthys crétacée
- le Haut Himalaya du Nanga Parbat-Haramosh pour la partie indienne et le Karakorum pour la partie asiatique
- mais également des témoins de la subduction océanique, tant dans le Karakorum que dans l'arc insulaire fossile du Ladakh-Kohistan;

- elle fait partie d'un orogène très jeune et actif avec des taux de dénudation actuels très élevés;

- c'est une zone de très hautes altitudes qui permet l'observation des structures de la croûte supérieure en trois dimensions;

- le système collisionnel n'y est pas cylindrique;

- elle comprend des terrains métamorphiques permettant de retracer des histoires pression-température-temps;

- enfin, on y rencontre des témoins de magmatismes liés à la subduction et à la collision continentale qui lui succède.

La première étape a consisté en une cartographie détaillée (fig. 3) afin de mieux définir les unités géologiques ("formations", limites structurales). La seconde étape a été d'étudier et de comparer les caractéristiques structurales, métamorphiques, chronologiques et géochimiques des trois unités majeures (Karakorum, Ladakh, Haut Himalaya). Les données issues de ces différentes missions ont déjà fait l'objet de plusieurs publications [Pognante *et al.* 1993; Le Fort *et al.*, 1995; Lemennicier *et al.*, 1996; Villa *et al.*, 1996; Rolfo *et al.*, sous presse] et d'un mémoire de "Tesi di Laurea" à l'université de Turin [Rolfo, 1994] sur la partie Ladakh-

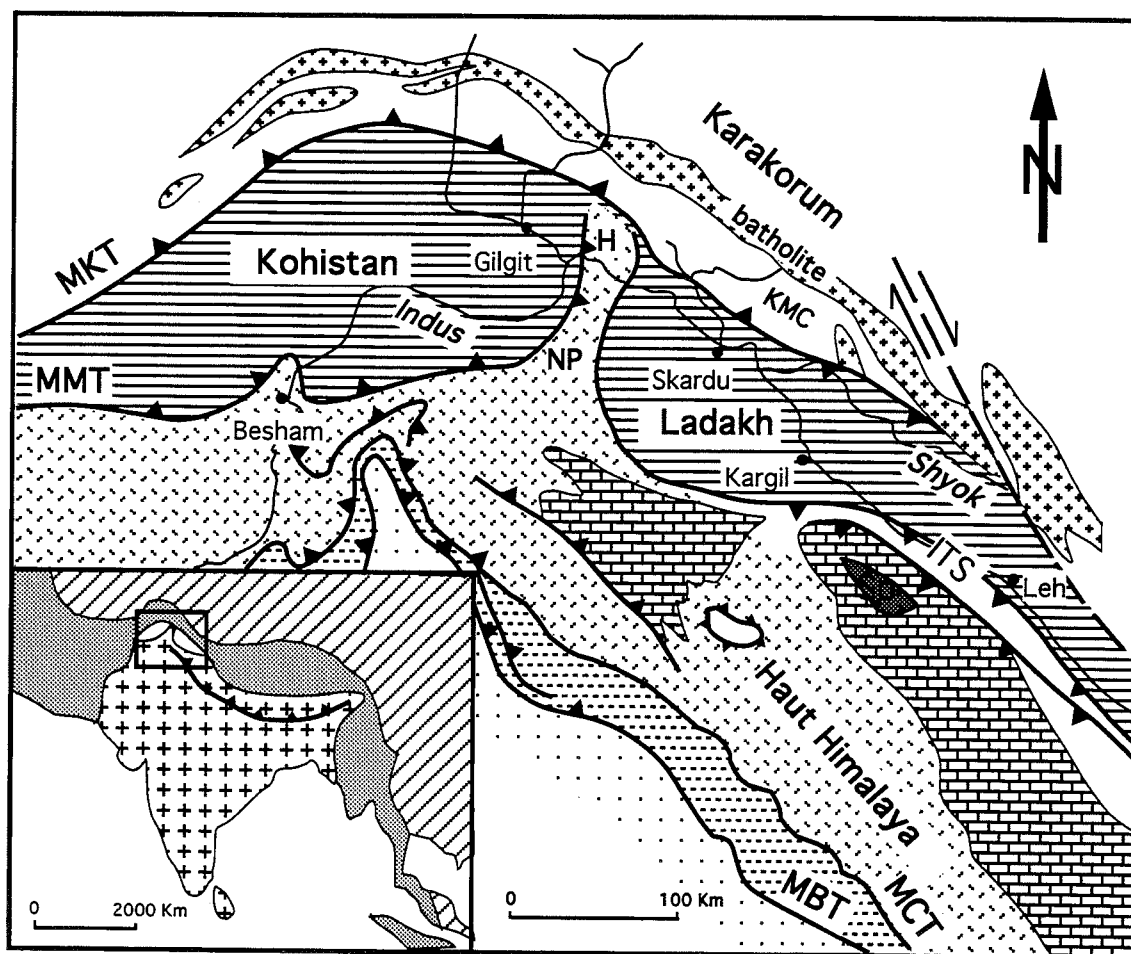


FIG. 2 - Carte géologique simplifiée de la partie Nord-Ouest de l'orogène himalayen.

H: Haramosh; KMC: Karakorum Metamorphic Complex NP: Nanga Parbat; MKT: Main Karakorum Thrust; MMT: Main Mantle Thrust; ITS: Indus Tsangpo Suture zone; MCT: Main Central Thrust; MBT: Main Boundary Thrust. Modifiée d'après Searle *et al.* [1989].

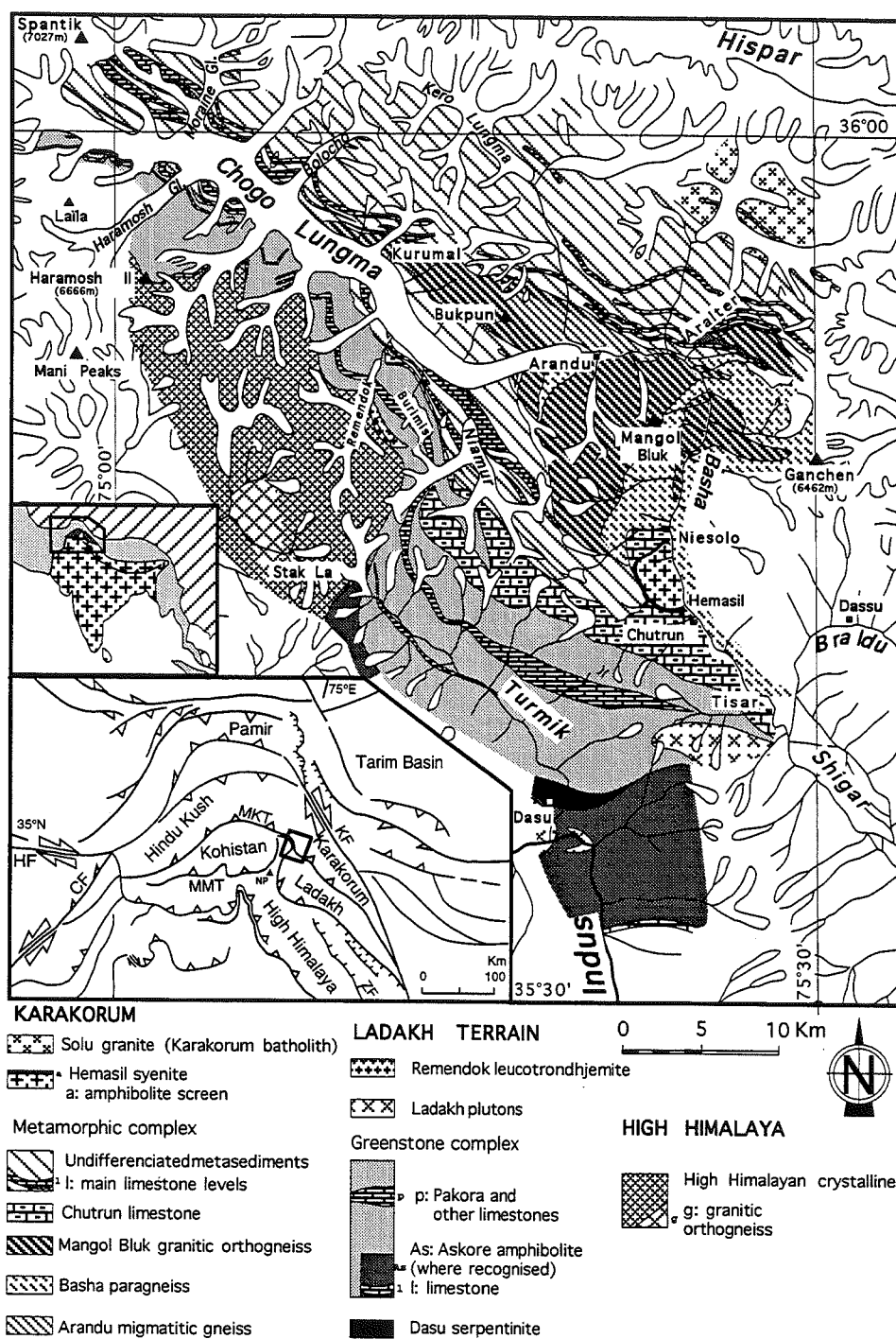


FIG. 3 - Carte géologique et toponymique du secteur étudié. Carte réalisée à partir de relevés de terrain de P. Le Fort, B. Lombardo, A. Pêcher, P. Pertusati, U. Pognante, F. Rolfo et l'auteur.

Kohistan (vallée de Turmik principalement).

Je me suis plus particulièrement attaché à étudier les aspects structuraux, métamorphiques, géochronologiques et plutoniques de la partie Karakorum de la zone étudiée, c'est-à-dire le complexe métamorphique du Karakorum. Le présent mémoire expose les principaux résultats de cette étude et tente de les replacer dans un cadre géodynamique global.

3. - CARTOGRAPHIE ET TOPONYMIE

Les cartes disponibles dans le domaine public sont peu nombreuses et de qualité très inégale. Celles au 1:50.000 et 1:25.000 de Kick [1964] levées sur le cours du Chogo Lungma pour les besoins d'une étude glaciologique ont servi de base pour la cartographie précise de ce secteur. De même, les cartes des cartographes Lombardi et Cantarini [1957, dans Desio *et al.*, 1991], levées pour les besoins des expéditions italiennes dirigées par Ardito Desio, ont été utilisées dans les vallées de Turmik et de Stak. Dans les secteurs non couverts par ces documents, nous avons utilisé des agrandissements de la carte au 1:250.000 de la Swiss Foundation for Alpine Research de Zurich: Orographical sketch map of Karakoram [1990]. Quoique cette dernière, réalisée à partir d'images satellitaires, soit de qualité très variable selon les secteurs (elle est notamment très mauvaise dans le secteur du Ganto La et des vallées de Homara et Tungas), elle reste de qualité supérieure à la carte au 1:250.000 de l'American Army Map Series (Séries U502 - Feuille NI 43-3 - Mundik). La carte suisse a également servi de base aux documents cartographiques de synthèse présentés dans ce mémoire. La toponymie utilisée s'y réfère habituellement, même si l'orthographe n'a parfois qu'un rapport lointain avec la phonétique relevée sur le terrain et si certains lieux peuvent avoir plusieurs dénominations. Nous avons reporté sur cette carte (annexe 1) les noms de lieux utilisés dans le présent mémoire qui n'y étaient pas répertoriés.

4. - RAPPELS HISTORIQUES

Les premières études scientifiques dans le Karakorum commencent au XIX^e siècle dans le cadre des grandes expéditions himalayennes de l'Inde coloniale. A cette époque, les expéditions partaient à pied depuis Srinagar pour atteindre Skardu ou Gilgit, et de Malakand pour rejoindre Chitral (fig. 1). Le cœur du Karakorum était à 20 jours de marche au moins de ces bases.

Une cartographie de la partie Ouest de la chaîne himalayenne se dessine peu à peu à partir des diverses observations géologiques, paléontologiques et pétrographiques couvrant les provinces du Cachemire, du Zaskar, du Ladakh et du Baltistan [ex.: Lydekker, 1883; Hayden, 1915; Dainelli, 1933, 1934; Wadia, 1933, 1937; Auden, 1935; De Terra, 1935; Norin, 1946]. Les

grandes unités tectoniques actuelles (Haut Himalaya, arc du Ladakh - Kohistan, Karakorum) ne sont pas encore clairement définies. On peut cependant déjà distinguer un ensemble de terrains volcanosédimentaires et plutoniques, depuis Dras jusqu'à l'Ouest du Deosai, des séries plus métamorphiques du Nanga Parbat - Haramosh ou du Karakorum central (qui inclut également des granitoïdes). Les subdivisions proposées sont basées sur un découpage stratigraphique souvent discuté.

Le 14 Août 1947 à minuit marque la fin de l'Empire Britannique des Indes. A partir de cette date, les territoires du Cachemire furent, et sont encore, l'objet d'une guerre incessante entre l'Inde, la Chine et le Pakistan nouvellement créé. L'actuelle ligne de cessez-le-feu met la plus grande partie des territoires du Karakorum sous administration pakistanaise tandis que le Ladakh et le Zaskar restent contrôlés par l'Inde. La région des plaines du Soda, située au Nord-Est de la Shyok, est quant à elle sous administration chinoise. Les secteurs du Baltoro et de la partie Est du Karakorum central sont néanmoins restés ouverts aux expéditions scientifiques et sportives, excepté de 1965 à 1972.

Desio [1963] propose un nouveau découpage de l'Ouest Karakorum en terme de "formations" afin d'éviter les subdivisions stratigraphiques arbitraires, susceptibles de modifications dans le temps. Il tente cependant d'attribuer des âges à ces formations: Précambrien possible pour les gneiss migmatitiques de la vallée de Stak (actuel Haut Himalaya du Nanga Parbat - Haramosh); Crétacé supérieur à Eocène pour les formations volcanosédimentaires et les plutons de l'actuel arc du Ladakh; âge inconnu pour les formations de gneiss de l'actuel Sud Karakorum; Paléozoïque pour les formations du Nord (actuel Nord Karakorum); et principalement Oligocène à Miocène pour les plutons du batholite axial du Karakorum. Zanettin [1964] synthétise les résultats de la mission de 1954-1955 à laquelle il participe et de la mission de reconnaissance de Desio en 1953 sur les vallées de Stak, Turmik et de la Shigar. Ses observations géologiques et pétrographiques très précises lui permettent de réaliser plusieurs cartes sur les vallées de Stak, Askore, Turmik, de l'Indus, de la Shigar et de la Braldu. On y retrouve la distinction entre les gneiss migmatitiques de la vallée de Stak et les formations volcanosédimentaires proposée ci-dessus. Il ne distingue cependant pas les formations maintenant rattachées au Sud Karakorum (le long de la Braldu) de celles de l'arc du Ladakh. Une carte géologique synthétique au 1:500.000 de l'Ouest Karakorum est publiée par Desio [1964] sur laquelle se dessinent les grandes structures principales (syntaxe du Nanga Parbat, batholite axial) et quelques-unes des principales limites tectoniques du secteur. Les formations métamorphiques de ce qu'on considère maintenant comme le Sud Karakorum y sont décrites sous les noms de "gneiss de Dassu", "complexe du Ganchen" et "formation de Dumordo". La pétrographie de ces formations n'est décrite que plus tard [Desio *et al.*, 1985] dans un fascicule consacré au secteur Chogo Lungma - Biafo -

Hispar comprenant une carte au 1:200.000 (agrandissement légèrement modifié de la carte de 1964). Les travaux de Desio ont fait l'objet de nombreuses publications, et d'une série de neuf volumes dont sept concernent le Karakorum [cf. Desio, 1992 pour une liste complète des références].

La Karakorum Highway, qui relie le Pakistan à la province chinoise du Xinjiang, fut terminée en 1979 après vingt ans d'efforts et un coût humain considérable. Depuis, Gilgit et Skardu ne sont plus qu'à un jour et demi de voiture d'Islamabad, ce qui permet de s'affranchir (lorsque la route est praticable!) des aléas météo affectant fortement le fonctionnement de leurs petits aéroports. Cette nouvelle situation logistique, et l'ouverture progressive des zones à accès limité aux équipes de recherche étrangères, ont permis à des expéditions plus légères de mieux préciser la géologie de la région.

Dans ce qui suit, nous ferons un rapide survol de l'état actuel des connaissances sur la géologie de cette région issues des différents travaux réalisés depuis la fin des années 70. Nous décrirons d'abord les principales subdivisions géologiques avec leurs limites tectoniques puis nous nous intéresserons plus particulièrement aux unités du Haut Himalaya du Nanga Parbat - Haramosh, de l'arc du Ladakh - Kohistan et du Karakorum.

5. - CONTEXTE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL

Si, dans le contexte de la collision Inde-Asie, la partie centrale de l'orogène himalayen, depuis le Ladakh à l'Ouest jusqu'au Bouthan à l'Est, présente une structure relativement simple et continue, aisément représentable selon une coupe schématique Nord-Sud (fig. 4), il n'en est plus de même dès qu'on se rapproche des limites Est et Ouest de la chaîne. Au niveau de la syntaxe Ouest, qui nous intéresse ici, le promontoire de la plaque indienne et l'existence de l'important paléoarc volcanique du Ladakh-Kohistan, modifient fortement la géométrie du système collisionnel: certaines des grandes limites tectoniques définies dans la partie

centrale de l'orogène ont leurs équivalents, mais de nouvelles unités structurales apparaissent (fig.5). Greco [1991] et Greco et Spencer [1993] font une synthèse des formations qui composent les différentes unités tectoniques de la marge indienne, au Sud de l'arc du Ladakh-Kohistan, et des différents découpages proposés depuis le Kohistan à l'Ouest jusqu'au Zaskar à l'Est (tab. 1). Nous en faisons ici une rapide revue du Sud au Nord.

Les formations de l'avant pays constituées des alluvions holocènes déposées par les grands fleuves qui arrosent le Pakistan (dont l'Indus) sont séparées par le chevauchement des Salt Range [Salt Range Thrust, ou SRT: Yeats *et al.*, 1984], équivalent du chevauchement Frontal [Main Frontal Thrust, ou MFT: Gansser, 1981], des formations du Sub-Himalaya, dont les dépôts les plus récents, et les mieux représentés, sont constitués par la formation de Murree d'âge tardi-paléocène à éocène. Le Chevauchement Bordier [Main Boundary Thrust, ou MBT: *ibid.*], aussi appelé chevauchement de Murree [Murree Thrust: Wadia, 1931], marque la limite avec le Bas Himalaya, ensemble hétérogène de formations faiblement à très faiblement métamorphisées, plissées et charriées les unes sur les autres, dont les âges vont du Précambrien à l'Eocène.

Le MCT sépare le Bas Himalaya du Cristallin du Haut Himalaya (High Himalayan Crystalline, ou HHC), ensemble de terrains métamorphiques d'âge protérozoïque à mésozoïque dans lesquels de nombreuses intrusions de granitoïdes se mettent en place depuis le Paléozoïque inférieur jusqu'au Miocène [ex.: Coward *et al.*, 1986; 1988; Madin *et al.*, 1989; Treloar *et al.*, 1991; Butler *et al.*, 1992].

La suture de l'Indus-Tsangpo [Indus-Tsangpo Suture, ou ITS: Coward *et al.*, 1986], plus souvent appelée Main Mantle Thrust [ou MMT: Tahirkheli *et al.*, 1979], ou encore zone de Suture Sud [Southern Suture, ou SS: Gansser, 1980], sépare le Haut Himalaya des formations volcanosédimentaires et plutoniques crétacées de l'arc du Ladakh-Kohistan, développées sur un substratum ophiolitique jurassique [ex.: Honegger *et al.*, 1982; Pudsey *et al.*, 1985; Pudsey, 1986;

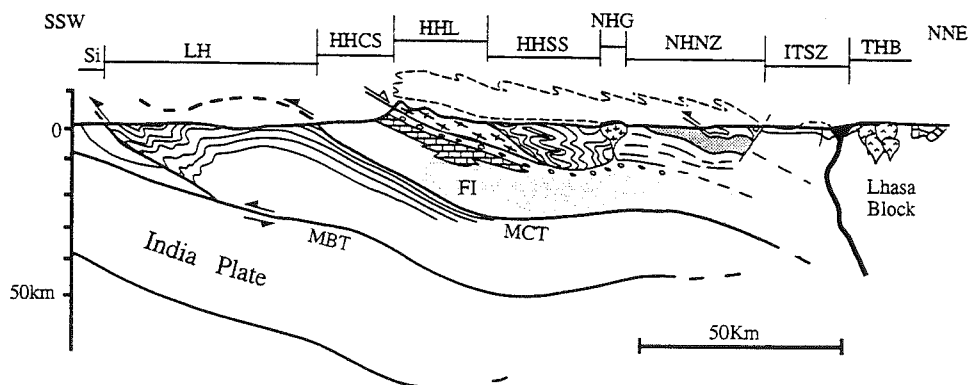


Fig. 4 - Coupe schématique de l'Himalaya Central, d'après France-Lanord & Le Fort [1988]. MBT: Main Boundary Thrust; Si: Siwaliks; LH: Bas Himalaya; MCT: Main Central Thrust; HHCS: Séries Cristallines du Haut Himalaya; FI: Formation I des HHCS; HHL: Leucogranites du Haut Himalaya; HHSS: Séries sédimentaires du Haut Himalaya; NHG: Leucogranite Nord Himalayen (Manaslu); NHNZ: Zone des nappes du Nord Himalaya; ITSZ: Zone de Suture de l'Indus-Tsangpo; THB: Batholite du Transhimalaya.

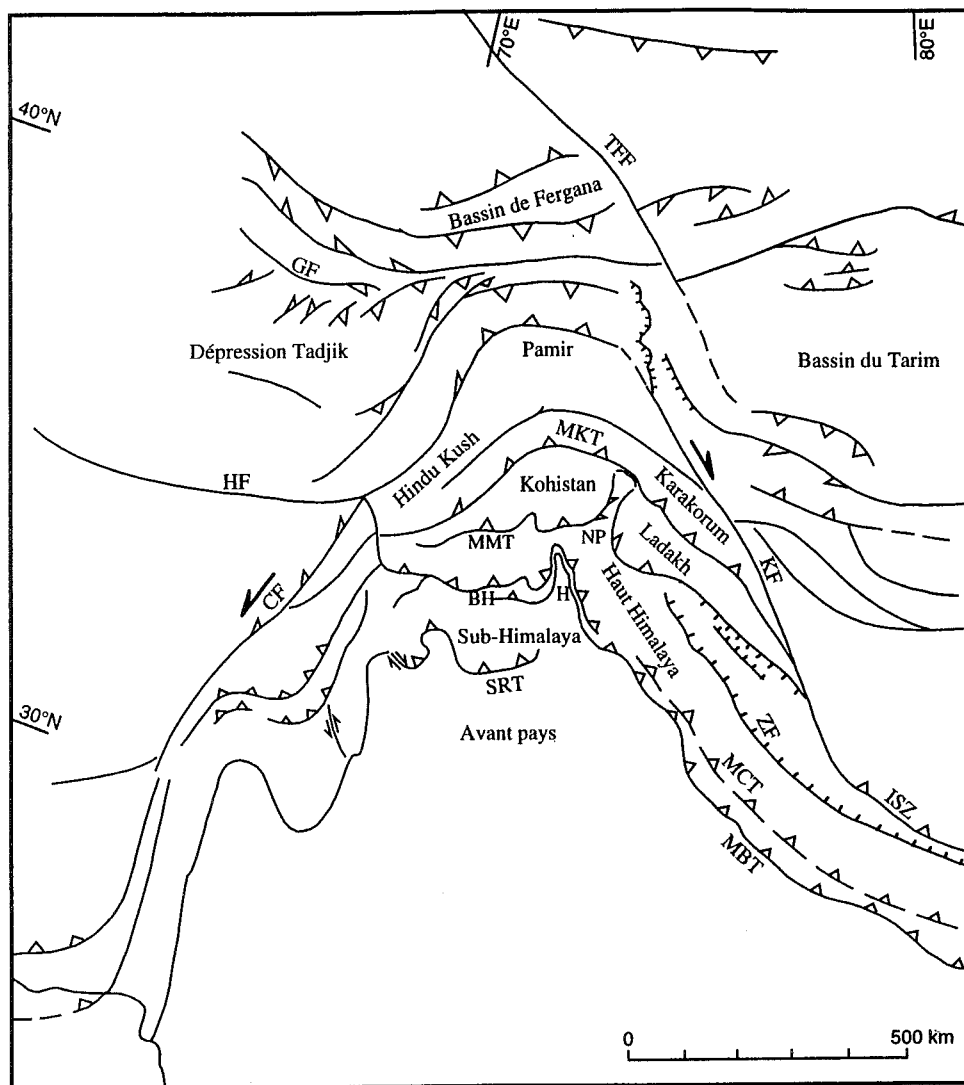


FIG. 5 - Schéma tectonique de la partie Nord-Ouest de l'orogène himalayen. SRT: Salt Range Thrust; MBT: Main Boundary Thrust; H: syntaxe d'Hazara; BH: Bas Himalaya; MCT: Main Central Thrust; NP: Nanga Parbat; ZF: Zaskar Fault; MMT: Main Mantle Thrust; ISZ: Indus Suture Zone; MKT: Main Karakorum Thrust; KF: Karakorum Fault; CF: Chaman Fault; HF: Herat Fault; TFF: Talass-Fergana Fault. Compilation d'après: Searle et Tirrul [1991]; Brunel *et al.* [1994]; Jadoon *et al.* [1994]; Le Fort *et al.* [1994b]; Thomas [1994]; Winslow *et al.* [1994]; Beck *et al.* [1995].

MAIN SUBDIVISIONS (7)	INDUS KOHISTAN - HAZARA and POTWAR PLATEAU	HAZARA-KASHMIR SYNTAXIS and UPPER KAGHAN VALLEY	KASHMIR - LADAKH and ZASKAR
	Kohistan Sequence (12)	Kohistan Sequence (12)	Indus - Tsangpo Suture Zone (9)
IS	Indus Suture	Indus Suture	Indus Suture
	Basement and Cover imbrications (14)	Crystalline Unit (8)	Tibetan Zone
HIGHER HIMALAYA	Tertiary granitoids (14) Paleozoic to Mesozoic (2) Cambrian: Mansehra-type granitoids and Karora Group (5) Proterozoic: gneiss (14), Besham and Pazang Gps. (5)	Cover of Permian and Mesozoic with "Panjal affinities" Pre-Permian basement of detritic Lower to Middle Paleozoic, Lower Paleozoic granite (Mansehra Type) and Precambrian paragneisses	Tethys platform sediments of Zaskar-Spiti area (6,9) Upper Crystalline Nappe (6) Suru: Zaskar Crystalline (Precambrian to Lower Paleozoic) and Paleozoic to Lower Mesozoic metasedimentary cover (9)
MCT	Oghli Shear Thrust (4)	Mylonite Zone (1)	Kashmir - Chamba Syncline: Late PC to Trias (13)
	Tanoli Unit (1) Cambrian: Mansehra Granite Upper Precambrian to Lower Cambrian: Abbottabad Group. Upper Precambrian: Tanoli Fm.	Salkhala Unit (1,8) Permian (?): dolerites Lower Paleozoic: granite gneiss Possible remains of Upper Precambrian: Tanoli Formation Precambrian: metasedimentary rocks (Salkhala Series)	Lower Crystalline Nappe Precambrian schists around the Kistwar Window (6)
internal unit			Chail Nappe Late Precambrian to Middle Paleozoic (6)
LESSER HIMALAYA	Mansehra Thrust (3) Hazara Unit (1) Paleo-Eocene: Gali Groups. Mesozoic: Thandiani and Hotla Groups. Upper Precambrian to Lower Cambrian: Abbottabad Group. Precambrian Hazara Fm. (10)	Panjal Thrust (15) Panjal Unit Panjal Imbricate Zone Triassic (Jurassic ?): Limestone and Dolomite Permian: Panjal Volcanics Upper Carboniferous: tilioides (1)	Panjal Thrust (15) Parautochthonous Unit (6) "Schuppen" of Late Precambrian to Cambrian, Paleomesozoic and Eocene Formations (13)
external units	Nathlagali Thrust (11) Main Boundary Thrust Zone (3) Paleo-Eocene: Gali Gp. Mesozoic: Thandiani and Hotla Groups (10)	Mélange Zone Permian to Eocene (1)	
MBT	Murree Thrust (15)	Murree Thrust (15)	Murree Thrust (15)
SUB-HIMALAYA	Murree Unit Siwalik Unit Cambrian to Pleistocene (16)	Murree Unit Late Paleocene to Middle Eocene: Murree Fm. Paleocene formations Upper Precambrian to Lower Cambrian: Abbottabad Group.	Tertiary Zone (6) or Outer Himalayan Zone (13) Cambrian, Paleocene to Pleistocene
MFT	Salt Range Thrust (16)		
ACTUAL FORELAND	Holocene of the Indus and Jhelum alluvial plains (16)		

TAB. 1 - Tableau des subdivisions tectoniques de l'Himalaya du Nord-Ouest, d'après Greco et Spencer [1993].
Références: (1) Bossart *et al.* [1988]; (2) Coward *et al.* [1982]; (3) Coward et Butler [1985]; (4) Coward *et al.* [1986]; (5) Fletcher *et al.* [1986]; (6) Fuchs [1975]; (7) Gansser [1964, 1981]; (8) Greco *et al.* [1989]; (9) Honegger *et al.* [1982]; (10) Latif [1970]; (11) Latif [1984]; (12) Tahirkheli *et al.* [1979]; (14) Treloar *et al.* [1989c]; (15) Wadia [1931]; (16) Yeats *et al.* [1984].

Debon *et al.*, 1987; Coward *et al.*, 1987; Reuber *et al.*, 1989; Petterson et Windley, 1992; Khan *et al.*, 1993; Khan, 1994]. La suture de la Shyok [Shyok Suture Zone, ou SSZ: Sharma et Gupta, 1978; Gansser, 1980] ou suture Nord [Northern Suture, ou NS: Pudsey *et al.*, 1985; Pudsey, 1986], reprise par l'actuel chevauchement du Karakorum [Main Karakorum Thrust, ou MKT, Searle *et al.*, 1986, 1987; Bertrand *et al.*, 1988], constitue la limite entre ces formations d'arc et la marge Sud du Karakorum.

5.a. Le Haut Himalaya du Nanga Parbat - Haramosh (Nanga Parbat - Haramosh Massif: NPHM)

Au coeur de la syntaxe Ouest himalayenne, le massif du Nanga Parbat - Haramosh dessine une structure très remarquable: c'est un grand anticlinorium Nord-Sud séparant en deux l'arc du Ladakh-Kohistan. Il est limité à l'Ouest par une faille chevauchante à composante dextre [la faille de Raikot, Butler *et al.*, 1989; Treloar *et al.*, 1991]. Son flanc Est présente des composantes en faille normale [le long de l'Indus, Verplank, 1986] ou en décrochement dextre dominant [secteur du Stak La, Pognante *et al.*, 1993]. A son extrémité Nord, on observe localement le charriage des formations de l'arc du Ladakh-Kohistan sur le NPHM. Ce contact est recoupé dans la vallée de Remendok par un pluton trondhjémitique légèrement déformé [Le Fort *et al.*, 1995; Pêcher et Le Fort, 1996]. Le massif du Nanga Parbat - Haramosh est essentiellement constitué de gneiss de haut degré métamorphique séparés en deux sous-ensembles: à l'Ouest les gneiss d'Iskere, dominés par des orthogneiss; à l'Est les gneiss de Shengus principalement constitués de paragneiss [Verplank, 1986; Madin *et al.*, 1989; Treloar *et al.*, 1991- fig. 6]. Les gneiss d'Iskere ont fourni un âge de 1850 Ma, et un orthogneiss inclus dans les gneiss de Shengus a été daté à 500 Ma [U-Pb sur zircon, Zeitler *et al.*, 1989]. Treloar *et al.* [1991] montrent qu'une zone mylonitique sépare ces deux ensembles et les interprètent comme le replissement de deux unités superposées, l'une de socle et l'autre de couverture, équivalentes à celles connues plus au Sud dans le Haut Himalaya. Des âges de refroidissement en K-Ar, Ar-Ar et traces de fission, ont montré que le NPHM était affecté par des taux de dénudation plio-pléistocènes extrêmement élevés compris entre 3 et 7 mm.an⁻¹, les âges les plus jeunes étant situés au coeur de la structure [ex.: Zeitler, 1985; Treloar *et al.*, 1991; Zeitler *et al.*, 1993; Winslow *et al.*, 1994]. Ces forts taux de dénudation sont associés à du métamorphisme de haut degré et du magmatisme miocène supérieur à pléistocène, qui seraient liés à la décompression rapide [Smith *et al.*, 1992; Zeitler *et al.*, 1993]. Les données thermobarométriques fournies par les inclusions fluides associées aux datations Ar-Ar et à la modélisation numérique des flux de chaleur conductifs ont permis de proposer un gradient géothermique de sub-surface

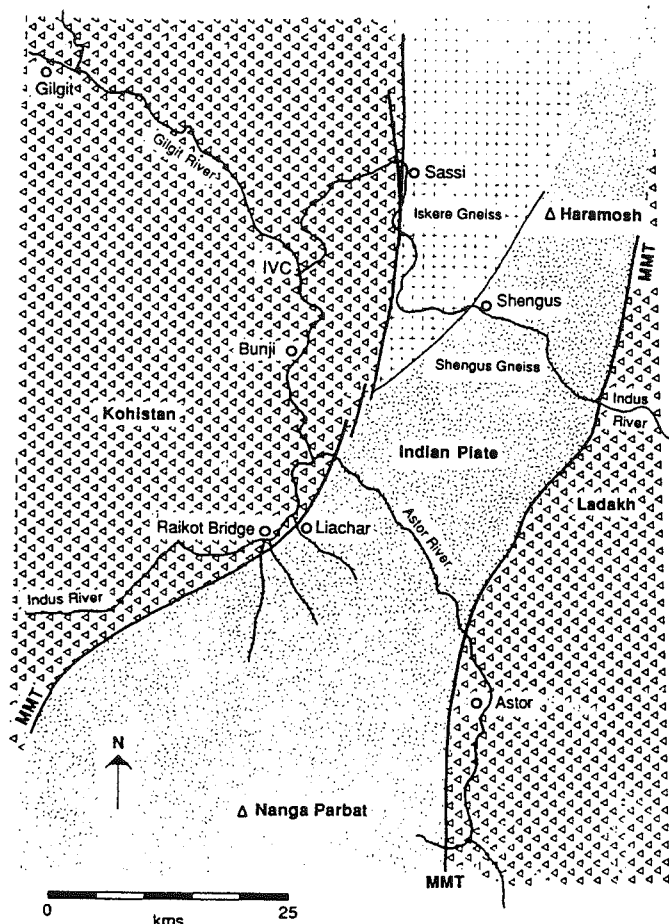


FIG. 6 - Carte géologique simplifiée de la syntaxe du Nanga Parbat - Haramosh. D'après Madin *et al.* [1989].

pouvant atteindre ou dépasser 100°C.km⁻¹ [Craw *et al.*, 1994; Winslow *et al.*, 1994].

Ces différentes données montrent donc que s'il existe une histoire ancienne dans le NPHM, son évolution tectonométamorphique récente, liée à la collision Inde-Asie, est sensiblement plus jeune que celle habituellement enregistrée dans le reste du Haut-Himalaya [âge du pic de métamorphisme vers 50 - 40 Ma dans les éclogites de Kaghan et âges de refroidissement entre 30 et 16 Ma sur divers points de la chaîne; Pognante, 1993; Guillot *et al.*, 1996]. Butler *et al.* [1989] ainsi que Treloar *et al.* [1991] ont proposé que cette structuration particulière de la zone du Nanga Parbat soit la conséquence d'une combinaison de charriages vers le Nord-Ouest, de plissement à échelle crustale, de décrochement dextre sur la bordure Ouest du massif et de rotations internes. Par ailleurs, Le Fort et Pêcher [1995], soulignent le caractère très linéaire de la limite entre Karakorum et Ladakh et des structures du Sud Karakorum, sans effet de "poinçonnement" de la marge asiatique par le Nanga Parbat. Ce dernier se comporterait plutôt comme un "dôme passif" [Pêcher et Le Fort, 1996].

5.b. L'arc du Ladakh - Kohistan

La présence de cet imposant paléoarc insulaire représente la deuxième particularité de la partie Nord-Ouest du système collisionnel Inde - Asie. On ne retrouve en effet pas de formations équivalentes dans la partie centrale de la chaîne, à l'Est du Ladakh. D'une surface d'environ 36.000 km², cet arc est principalement constitué de formations volcanosédimentaires et de plutons présentant des conditions variables de déformation et de métamorphisme. Il s'agit d'un arc intra-océanique qui s'est développé en réponse à la subduction vers le Nord de la lithosphère océanique de la Néotéthys [Tahirikheli et Jan, 1979; Honegger *et al.*, 1982]. Le substratum ophiolitique jurassique de l'arc est observable dans le secteur de Dras, au Ladakh [Reuber *et al.*, 1989], mais aussi au Sud du Kohistan, le long du MMT [Jan *et al.*, 1993]. D'après Reuber *et al.* [1989], la croûte océanique observée à Dras aurait subi une phase de dénudation tectonique entre 120 et 150 Ma, amenant les péridotites à l'affleurement. Selon Treloar *et al.* [1995], la présence de basaltes de type MORB dans les amphibolites de Kamila (Kohistan), ressemblant aux basaltes du plateau intra-océanique de Ontong-Java, suggère que l'arc s'est développé sur une croûte océanique épaissie (au moins dans ce secteur). Le début de fonctionnement de cet arc est daté de l'Aptien-Albien [Pudsey *et al.*, 1985; Reuber *et al.*, 1989; Thieuloy *et al.*, 1990].

Classiquement, on peut distinguer dans l'arc des séries volcanosédimentaires et plutons déformés et métamorphisés, antérieurs à la collision arc-Karakorum, de séries et plutons non déformés, postérieurs à cette collision [ex.: Petterson et Windley, 1985; Reuber, 1989; Khan, 1994; cf. § I-7-a pour une discussion de l'âge de cette collision]. Ces volcanites et plutons constituent des associations magmatiques dont les caractères varient du tholéiitique au calco-alcalin. Treloar *et al.* [1995], ont montré que les alternances tholéiitique - calco-alcalin se succèdent au cours du temps. Pour ces auteurs, elles refléteraient des alternances de régime extensif et compressif.

Les plutons intrusifs dans l'arc forment un large complexe batholitique considéré comme un équivalent du Transhimalaya à l'Est. Ils présentent des âges de mise en place allant de 103 à 29 Ma [ex.: Honegger *et al.*, 1982; Schärer *et al.*, 1984; Petterson et Windley, 1985, 1991; Debon *et al.*, 1987]. Selon Khan [1994], la plus grande part de ce batholite, intrusif dans les formations de gneiss de Gilgit (dans la partie Kohistan), se serait mise en place au cours du Paléocène et du Miocène (donc après la collision). Il considère, sur des arguments pétrographiques et stratigraphiques, que les gneiss de Gilgit représentent des séries turbiditiques et volcaniques de bassin arrière-arc métamorphisées et que seule la partie Sud du Kohistan (zone de Kamila) représenterait l'arc insulaire.

Les aspects géologiques, pétrographiques et métamorphiques des formations du Ladakh dans le secteur

de la vallée de Turmik et au Sud du Chogo Lungma, explorés par nos équipes, ont été développés par Rolfo [1994] et Rolfo *et al.* [sous presse]. Ils sont résumés au chapitre II.

5.c. Le Karakorum

Il est constitué, au Sud d'un complexe métamorphique, sujet de ce mémoire, d'un batholite axial d'âge crétacé à miocène, et au Nord de formations sédimentaires ordoviciennes à crétacées transgressives sur un socle cristallin. En fait, ce découpage du Karakorum est quelque peu réducteur car d'une part le batholite n'est pas homogène d'un bout à l'autre de la chaîne, et d'autre part, il est très largement affecté par les événements tectonométamorphiques récents ayant abouti à la structuration actuelle du complexe métamorphique méridional. Les limites entre ces trois "sous-unités", que nous décrivons ici succinctement, sont donc assez floues et leur signification reste à mieux préciser.

(i) Le Complexe Métamorphique du Karakorum (Karakorum Metamorphic Complex: KMC)

Il est composé d'une large variété de roches tant sédimentaires que magmatiques présentant différentes phases de métamorphisme dont les conditions varient du schiste vert jusqu'au faciès amphibolite supérieur [Broughton *et al.*, 1985; Bertrand *et al.*, 1988; Allen et Chamberlain, 1991]. Des restes de métamorphisme de contact ont également été reconnus au voisinage de granitoïdes orthogneissifiés (Dôme de Bukpun, rive gauche du Chogo Lungma, cf. chapitre III). Cette évolution métamorphique est directement associée à une évolution tectonique polyphasée incluant des phases de plissement et la formation de dômes gneissiques [ex.: Bertrand *et al.*, 1988; Allen et Chamberlain, 1991].

Avant cette étude, peu de travaux ont traité de la géologie du KMC dans le secteur Basha - Chogo Lungma. Desio [1964] et Desio *et al.* [1985], ont développé certains aspects pétrographiques en distinguant du Nord au Sud: (i) la formation de Dumordo composée de marbres, de schistes noirs, de calcschistes, de micaschistes et de gneiss; (ii) la formation du Ganchen, essentiellement constituée de gneiss incluant quelques lits épais de calcaires et dolomies; (iii) les gneiss de Dassu dominés par des faciès d'orthogneiss. Les formations affleurant dans les vallées de Niamur et jusqu'à Tisar, au Nord du Ganto La, ainsi que celles constituant le Spantik étaient rattachées par ces auteurs, soit aux amphibolites d'Askore, soit à la formation du Ganto La. La zone étudiée par Bertrand *et al.* [1988] jouxte ce secteur à l'Est, couvrant toute la vallée de la Braldu jusqu'au Baltoro. Cette étude a permis de mettre en évidence le caractère polyphasé des structures et du métamorphisme du KMC, définissant une première phase de plis isoclinaux liée à un métamorphisme MP-HT à disthène, suivie par des plis ouverts E-W, puis par

la formation de dômes s'accompagnant du développement de sillimanite. Ces auteurs considèrent que toute cette évolution tectonométamorphique se développe entre la collision continentale et la mise en place du granite du Baltoro vers 21 Ma [Parrish et Tirrul, 1989]. Allen et Chamberlain [1991], dont l'étude couvre un secteur incluant surtout les vallées de la Braldu et de la Shigar à l'Est, ont également échantillonné le long de la vallée de la Basha jusqu'à Arandu et décrit l'évolution tectonométamorphique. Ils proposent un modèle d'évolution différent, incluant une phase principale de métamorphisme régional MP-HT, suivie d'un empilement de nappes de charriage puis de la formation de dômes thermiques. Ces auteurs considèrent que cette structuration est terminée avant la mise en place du granite du Mango Gusor vers 37 Ma [Parrish et Tirrul, 1989]. Un autre modèle, plus centré sur le secteur du Baltoro a été proposé par Searle et Tirrul [1991]. Ils décrivent une première phase de métamorphisme barrovien MP-MT, lié à foliation principale et antérieur à la mise en place du granite du Mango Gusor, suivie d'un métamorphisme de contact BP-HT autour de l'intrusion du granite du Baltoro, puis d'une évolution rétrograde BP-BT pliocène à actuelle associée aux remontées le long du MKT. Ces aspects tectonométamorphiques sont développés au chapitre III et les aspects chronologiques sont discutés aux chapitres III et V.

La nature et la structure des granitoïdes le long de la Basha et du Chogo Lungma n'étaient connues que par les descriptions pétrographiques de Desio *et al.* [1985]. Dans le reste du KMC, les données sur les granitoïdes sont encore rares. Vers l'Est, Searle [1991] et Crawford

et Searle [1992] ont décrit succinctement le complexe de Hushe au Sud du Baltoro. Quelques données pétrographiques existent sur le granite du Mango Gusor [ex.: Searle, 1991]. Vers l'Ouest, le long ou à proximité de la vallée de Hunza, les plutons de Sumayar, d'Aliabad et de Nagar ont également été décrits [Searle, 1991; Crawford et Searle, 1993; et données inédites de P. Le Fort]. Les aspects pétrographiques et géochimiques des granitoïdes du KMC sont développés au chapitre IV.

(ii) Le batholite axial

Le batholite axial comprend de nombreuses intrusions de granitoïdes, pétrographiquement et chimiquement variées. Elles n'ont pas encore toutes été décrites en détail. Ces intrusions sont, pour la plus grande part, soit liées à la subduction crétacée de la Néothétys [ex.: la granodiorite de Hunza: Le Fort *et al.*, 1983; Debon *et al.*, 1987], soit oligo-miocènes [ex.: les granites du Baltoro: Debon *et al.*, 1986; Searle *et al.*, 1989]. Quelques plutons paléogènes, contemporains de la collision continentale, ont cependant aussi été décrits [ex.: le complexe de Batura: Debon *et al.*, 1987; Debon, 1995]. Le lecteur trouvera au chapitre IV une revue des granitoïdes à ce jour étudiés et décrits.

(iii) Le Nord Karakorum

Il est composé d'une pile de terrains sédimentaires, de 5 à 7 km d'épaisseur [Gaetani *et al.*, 1990], reposant

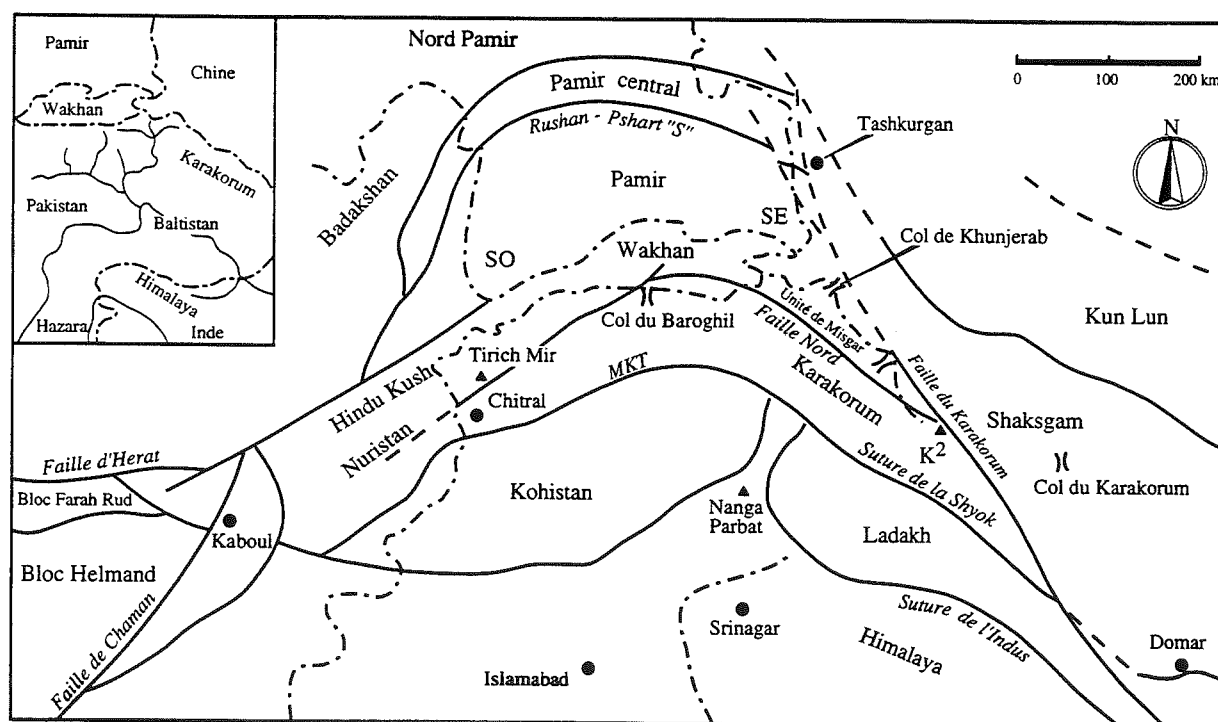


FIG. 7 - Les principales sutures dans le Karakorum et le Pamir. D'après Le Fort *et al.* [1994].

par un contact transgressif sur un socle cristallin pré-ordovicien [Le Fort *et al.*, 1994]. Ces sédiments se déposés principalement en conditions marines jusqu'au Crétacé inférieur sont suivis par des dépôts de conglomérats deltaïques. Les derniers faciès marins connus sont quelques dépôts d'âge campanien [Gaetani *et al.*, 1993]. Ces terrains sont très faiblement métamorphiques et ont subi une histoire tectonique polyphasée incluant (i) une phase de plissement au "Crétacé moyen", (ii) une phase de charriage et de plissement post-crétacée présentant des directions de transport Nord à Nord-Est, (iii) une seconde phase de charriages vers le Sud et enfin (iv) une phase de grands décrochements Est-Ouest ou Nord-Ouest - Sud-Est [Zanchi, 1993; Zanchi et Gaetani, 1994]. De nombreux pointements isolés de granitoïdes crétacés sont connus dans cette unité [ex.: Debon *et al.*, 1996] et sont également décrits chapitre IV.

6. - LES LIMITES DU KARAKORUM

Les limites exactes du Karakorum géologique sont assez mal définies, les données étant encore peu nombreuses dans ces zones de hautes montagnes, situées de surcroît près de frontières internationales sensibles. Jusqu'à ces dernières années, le Karakorum était localisé de façon imprécise entre le MKT au Sud et la zone de "suture" de Rushan-Pshart qui sépare le Pamir du Sud-Est du Pamir central [fig. 7 et revue dans Gaetani *et al.*, 1990].

La limite Sud est assez bien définie par le MKT, accident cassant récent reprenant approximativement le tracé de la suture Nord. Cependant, des levés récents de A. Pêcher et P. Le Fort [1996], dans le prolongement occidental de la zone étudiée ici, montrent que des terrains du Kohistan sont probablement intégrés structuralement au Karakorum. Les positions des autres limites du Karakorum sont discutées dans Gaetani [soumis]. Selon cet auteur, la limite Nord pourrait se situer au niveau de la Faille Nord décrite par Zanchi [1993] dans la vallée de Chapursan qui sépare les formations du Nord Karakorum des schistes de Misgar (tardi-paléozoïques?) qu'il inclut dans l'unité du SE-Pamir sur des critères pétrographiques et structuraux. Cette limite pourrait se poursuivre à travers le Wakhan vers l'Ouest jusqu'à la faille de Tirich Mir. Cependant, de nombreux plutons considérés comme des équivalents septentrionaux du plutonisme crétacé du batholite axial du Karakorum sont intrusifs dans les schistes de Misgar [revue dans Debon *et al.*, 1996]. A l'Ouest, la limite pourrait être placée soit au niveau de la faille de Tirich Mir soit de la faille de Chitral [Gaetani et Leven, 1993]. Enfin, en l'absence de données plus précises, la faille dextre du Karakorum, qui sépare le batholite et le KMC des formations de Shaksgam, considérées comme un équivalent probable du Pamir du SE [Gaetani, soumis], pourrait constituer la limite Est du Karakorum au sens géologique du terme.

7. - AGE DES COLLISIONS DANS LA PARTIE NORD-OUEST DE L'OROGENE HIMALAYEN

La chronologie des événements géologiques liés à la convergence depuis le Crétacé est un sujet de discussion encore largement ouvert. Nous tenterons ici de faire le point sur les données existantes dans ce secteur Nord-Ouest du système collisionnel Inde-Asie, en nous intéressant principalement aux unités du Karakorum, du Ladakh-Kohistan, de la partie occidentale du Haut-Himalaya et des sutures associées.

7.a. La collision entre arc du Ladakh-Kohistan et Karakorum

Au Crétacé inférieur, la subduction de la Néotéthys en direction du Nord entraîne la formation de l'arc volcanique du Ladakh-Kohistan. La collision de cet arc avec le Karakorum donne naissance à la Suture Nord. La chronologie de ces événements peut être estimée, pour sa plus grande part, à partir des données obtenues dans l'arc, tant dans sa partie Ouest (Kohistan) que dans sa partie Est (Ladakh).

L'arc volcanique du Ladakh-Kohistan est bâti, au moins dans sa partie Ladakh, sur un substratum ophiolitique ayant subi une phase d'écaillage tectonique entre 120 et 150 Ma [K-Ar sur amphiboles; Reuber *et al.*, 1989]. Des cherts à radiolarites associés à ces ophiolites dans le secteur de Dras au Ladakh ont fourni un âge jurassique supérieur [Mac Mahon, 1901, cité dans Honegger *et al.*, 1982]. Dans ce même secteur, le substratum ophiolitique est recouvert par les formations volcanosédimentaires d'arc de Dras 1 [Reuber, 1989], déformées et métamorphisées, dans lesquelles a été découverte une faune crétacée: une ammonite de l'Albien moyen [*Oxytropidoceras (Mirapelia) douglasi* KNECHTEL, 1974; Thieuloy *et al.*, 1990]; des orbitolines et rudistes considérés comme albo-cénomaniens [Reuber *et al.*, 1989]. De même, au Kohistan, Pudsey *et al.* [1985] décrivent des blocs de calcaires remaniés dans la Suture Nord et datés sur macro et microfaune de l'Aptien-Albien. Des datations radiochronologiques sur les formations de Dras 1 ont également fourni des âges de refroidissement compris entre $103,8 \pm 2,8$ et $95,8 \pm 2,8$ Ma [K-Ar sur amphiboles, Reuber *et al.*, 1989]. Si l'âge de 103,8 Ma est en accord avec l'âge albien fourni par l'ammonite, il n'est cependant pas exclu que ces chronomètres aient été légèrement rouverts lors de la phase de collision qui suit, comme l'indiquerait un échantillon [SD410, *ibid.*] qui fournit deux populations d'âges amphibole: une à $95,8 \pm 2,8$ Ma et l'autre à $78,5 \pm 2,9$ Ma. Ces âges K-Ar ne peuvent donc pas être directement considérés comme des âges minima de mise en place des formations d'arc anté-collisionnelles. Les plutons anté-tectoniques qui sont intrusifs dans ces formations fournissent un meilleur âge minimum. Des âges U-Pb sur zircon de 103 ± 3 Ma et 101 ± 2 Ma ont été respectivement obtenus

sur la granodiorite du Somau et sur la diorite de Kunoore intrusives dans les formations de Dras 1, près de Kargil [Honegger *et al.*, 1982; Schärer *et al.*, 1984]. Ces âges sont comparables à celui de 102 ± 12 Ma (quoique entaché d'une large incertitude) obtenu en Rb-Sr sur roche totale par Petterson et Windley [1985] pour la trondhjémite de Matum Das [ou Nomal: Debon *et al.*, 1987], au Nord de Gilgit, dans la partie Kohistan de l'arc. On peut donc considérer l'âge de 101 Ma comme l'âge minimal de mise en place de ces formations d'arc. Ces plutons étant déformés avec leur encaissant et recoupés par des filons et plutons non déformés, cet âge de 101 Ma peut également être considéré comme l'âge maximal de la collision Arc-Asie, ce qui rejoint les 102 Ma déjà proposés par Petterson et Windley [1985, 1992] et Treloar *et al.* [1989] sur la seule partie Kohistan de l'arc.

Petterson et Windley [1985, 1992], proposent de même comme limite inférieure de la collision l'âge de 75 Ma [Ar-Ar sur hornblende, données dans Treloar *et al.*, 1989], âge de refroidissement de filons non déformés qui recoupent la trondhjémite de Matum Das et les formations volcanosédimentaires. En fait, les travaux de Treloar *et al.* [1989] sur le Kohistan, qui se basent sur de très nombreux âges de refroidissement en K-Ar et Ar-Ar notamment, permettent de remonter cette limite inférieure à 85 Ma [cf. Treloar *et al.*, 1989 pour le détail des données et les interprétations, ainsi que Treloar *et al.*, 1995]. Dans la partie Ladakh de l'arc, Reuber *et al.* [1989], proposent que l'âge de $78,5 \pm 2,9$ Ma de l'échantillon SD410 précédemment cité, date une possible phase de déformation liée à la collision. Par ailleurs, les âges de 80 à $69,8 \pm 3,2$ Ma, sur biotite et muscovite en Rb-Sr et K-Ar, fournis par Honegger *et al.* [1982] sur la granodiorite du Somau, initialement considérés comme des âges de refroidissement post-mise en place, sont réinterprétés [Lemennicier, 1992] comme des âges de refroidissement post-déformation, ce pluton étant affecté par une forte déformation cisailante avec recristallisation de la biotite et, lorsqu'elle est présente, de l'amphibole. Enfin, Brookfield et Reynolds [1981], donnent un âge de 82 ± 6 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar sur hornblende) pour une syénite non déformée recoupant les formations de Dras au Sud de Kargil. Ces différents âges sur le secteur de Dras (Ladakh), peuvent donc être considérés comme des âges de refroidissement post-collision et sont comparables à ceux fournis par Treloar *et al.* [1989; 1995] sur le Kohistan. L'âge de 85 Ma proposé par ces auteurs comme limite inférieure de la collision nous semble donc tout à fait valide compte tenu des données existantes.

Un point de vue différent est cependant proposé par Zanchi [1993], Gaetani *et al.* [1993], Zanchi et Gaetani [1994], Debon et Khan [1996] et Debon *et al.* [1996], à partir de leurs différents travaux sur le Nord Karakorum. Selon Zanchi [1993], Gaetani *et al.* [1993] et Zanchi et Gaetani [1994], la phase de déformation du "Crétacé moyen" observable dans le Nord Karakorum, attestée par les séries plissées sur lesquelles reposent en

discordance les formations Crétacées de Tupop et de Darban, est à rattacher à la collision de l'arc du Ladakh-Kohistan avec le Karakorum. Ceci implique, comme le proposent Debon et Khan [1996] et Debon *et al.* [1996], que cette collision puisse être au moins aussi ancienne que l'Aptien (108 - 113 Ma) car des plutons isolés ayant fourni des âges K-Ar sur amphiboles d'environ 110 Ma recoupent les plis et la schistosité de leur encaissant. Cependant, Ogasawara *et al.* [1994] suggèrent que ce plutonisme soit lié à la subduction d'une croûte océanique située entre l'arc du Ladakh-Kohistan et le Karakorum, donc antérieur à la collision. Par ailleurs, les données paléontologiques les plus anciennes disponibles sur l'arc du Ladakh-Kohistan vont de l'Aptien à l'Albien moyen (cf. ci-dessus). L'édification d'un arc insulaire d'une telle importance semble peu compatible avec une entrée en collision simultanée avec le Karakorum.

Il paraît donc difficile de caler cette collision à partir des données disponibles sur le Karakorum avec autant de précision que dans l'arc du Ladakh-Kohistan, d'autant que, dans la partie Sud du Karakorum et dans le batholite axial, les déformations syn-métamorphes cénozoïques sont intenses et les marqueurs chronologiques fiables inexistant pour cette période.

En conséquence, la collision de l'arc du Ladakh-Kohistan avec le Karakorum peut être placée entre 101 et 85 Ma, période durant laquelle l'activité magmatique dans l'arc semble interrompue.

7.b. La collision continentale

L'âge précis de la collision continentale Inde - Asie, point crucial dans la compréhension, entre autres, de la tectonique cénozoïque de l'Asie du Sud-Est et de ses conséquences géologiques, reste encore un sujet débattu. Des analyses paléomagnétiques de l'expansion océanique et des études de la cinématique des plaques, montrant une diminution de la vitesse de convergence entre l'Inde et l'Asie interprétée comme l'expression de la collision, ont fait admettre une fourchette d'âge fréquemment citée de 55 - 40 Ma [ex.: Molnar et Tapponnier, 1975; Dewey *et al.*, 1989]. Cependant, Sahni *et al.* [1982], constatent que des faunes asiatiques terrestres (amphibiens) se retrouvent dans des niveaux sédimentaires intercalés dans des coulées volcaniques des traps du Deccan, sur la plaque indienne, mis en place à la limite Crétacé-Tertiaire. Ils en déduisent que le contact entre ces deux cratons était déjà initié à cette époque. Cette dernière proposition est étayée par Jaeger *et al.* [1989] qui font une synthèse des données paléomagnétiques, paléontologiques et géochronologiques ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenues sur les traps du Deccan. Divers travaux récents [ex.: Sahni et Bajpaj, 1991; Prasad et Rage, 1995] confirment la présence, entre les coulées, de nombreuses faunes asiatiques à partir du Maastrichtien (vertébrés: mammifères, crocodiles, amphibiens, squamates; invertébrés: ostracodes; et plantes: charophytes, palinomorphes). Par ailleurs, Klootwijk *et al.* [1992]

reconstituent les mouvements de la plaque indienne depuis 80 Ma à partir de l'étude du paléomagnétisme enregistré par les roches océaniques et les dépôts sédimentaires successifs de la ride 90 Est ("Ninetyeast Ridge") dans l'océan Indien. Ils observent également une forte réduction de la vitesse de remontée vers le Nord de l'Inde vers 55 Ma qu'ils interprètent comme marquant la fin de la suturation continentale. Ils proposent également que le contact initial entre l'Inde du Nord-Ouest et l'Asie était déjà établi à la limite Crétacé-Tertiaire. Beck *et al.* [1995], à partir d'analyses biostratigraphiques dans le Pakistan du Nord-Ouest, considèrent que le charriage d'un prisme d'accrétion sur la marge Nord-Ouest de l'Inde entre 66 et 55,5 Ma

marque la collision continentale. Selon ces mêmes auteurs, des dépôts marins de l'Eocène inférieur recouvrant en discordance les formations de la suture et le craton indien montrent que cette suturation est nécessairement terminée avant 49 Ma. Enfin, Lee et Lawver [1995], à partir de l'étude des vitesses et des angles de convergence entre l'Inde et l'Eurasie, proposent qu'une période de collision "douce", avec des vitesses de 110 à 100 mm.an⁻¹, entre 58 et 44 Ma, précède la période d'hypercollision avec des vitesses de 60 à 50 mm.an⁻¹, de 44 Ma jusqu'à l'actuel.

En définitive, on peut retenir, au moins pour la partie Nord-Ouest de l'orogène, un âge d'environ 65 Ma pour le début de la collision continentale.

Chapitre II

GÉOLOGIE DU SECTEUR ÉTUDIÉ

Le présent chapitre développe les aspects géologiques du secteur cartographié (fig. 3). Ce secteur a été précédemment étudié par Zanettin [1964] et Pognante *et al.* [1993], dans les vallées de Stak et Turmik, Desio *et al.* [1985] et Allen et Chamberlain [1991], dans la vallée de la Basha, Verplank [1986] dans la partie Sud de la vallée de Stak et le long de l'Indus, et Hanson [1986, 1989] dans la vallée de la Shigar et au débouché de la Basha. Cependant, la géologie du Chogo Lungma et les relations entre ces trois unités restaient encore à éclaircir.

Trois principales unités sont représentées dans le secteur d'étude (fig. 3): le Cristallin du Haut Himalaya du Nanga Parbat - Haramosh (NPHM) au Sud-Ouest, partie de la plaque indienne; les formations de l'arc du Ladakh au Sud-Est; et le KMC dans la partie Nord, représentant la marge Sud asiatique. Deux accidents crustaux mettent ces unités en contact les unes avec les autres: (i) la zone de suture de l'Indus Tsangpo (ITS) entre Ladakh et NPHM; (ii) la zone de suture de la Shyok (SSZ) ou Suture Nord (NS), d'âge crétacé, reprise par l'actuel Main Karakorum Thrust (MKT), entre Ladakh et Karakorum.

Le secteur d'étude a été largement parcouru afin de cartographier les différentes formations qui le composent, de définir les structures et de collecter des échantillons pétrographiques et géochimiques devant permettre de caractériser et, dans la mesure du possible, dater les différentes formations.

Nous nous attacherons dans ce chapitre à décrire les principales caractéristiques géologiques des parties du NPHM, du Ladakh et du Karakorum (ici, le complexe métamorphique du Karakorum: KMC) couvertes par la présente carte (fig. 3).

1. - LE CRISTALLIN DU HAUT HIMALAYA (HHC) DU NANGA PARBAT - HARAMOSH

Le massif du Nanga Parbat - Haramosh (NPHM) est un des points les plus particuliers de la géologie de la plaque indienne dans la partie Nord-Ouest de la chaîne himalayenne [ex.: Coward *et al.*, 1986, 1988; Chamberlain *et al.*, 1989; Madin *et al.*, 1989; Rehman et Majid, 1989; Treloar *et al.*, 1991; Butler *et al.*, 1992; Wheeler *et al.*, 1995]. La pétrographie et l'évolution métamorphique de cette unité, le long de la vallée de Stak, ont été décrites par Pognante *et al.* [1993]. Nous en résumons ici les aspects principaux.

Les roches du NPHM de la vallée de Stak (fig. 3) sont généralement rattachées à la formation des gneiss de Shengus [Verplank, 1986; Madin *et al.*, 1989], épaisse série de paragneiss dominée par un faciès à Grt-Bt incluant quelques metabasites, de rares marbres à diopside et des orthogneiss dérivés de granitoïdes du Paléozoïque inférieur [Zeitler *et al.*, 1989]. Les metabasites, à grain fin, dérivant de filons basaltiques, s'observent aussi bien dans les orthogneiss que dans les paragneiss. Elles forment des couches de puissance métrique parfois plissées isoclinalement. Des blocs d'orthogneiss granitiques à tonalitiques, observés dans les moraines du glacier de l'Haramosh et du 2nd glacier Est de l'Haramosh (affluents rive droite du Chogo Lungma), proviennent apparemment de niveaux structuraux supérieurs. Quelques petits niveaux ou filonnets de leucogranites à grenat et de nombreux filons de pegmatite ont été observés près du contact avec l'unité du Ladakh dans la partie supérieure de la vallée de Turmik.

Comparés aux orthogneiss, les paragneiss sont plus riches en micas et grenats et plus pauvres en feldspaths potassiques; leur minéralogie est relativement homogène avec des assemblages à Qtz-Pl-Bt-Mu-Grt-Ky \pm Ru \pm K. De la sillimanite définissant la fabrique interne de grenats ainsi que de la staurotide ont été observées sur des blocs provenant d'affluents rive droite (Sud) du Chogo Lungma. Dans ces gneiss, la fabrique est planaire, définie par les micas et de petits cristaux de disthène. Au Sud du Goropha La, dans les niveaux structuraux "moyens" du HHC, une migmatisation débutante, avec formation de leucosomes quartzofeldspathiques, apparaît dans les gneiss. Dans ces roches, le disthène reste stable et la sillimanite ne se développe pas. Les metabasites, quant à elles, présentent des assemblages à Cpx-Pl-Grt-Qtz-Ru \pm Bt du faciès granulite. Excepté dans les niveaux structuraux les plus élevés, près du contact avec les formations du Ladakh où on observe des recristallisations dans le faciès schiste vert, les assemblages ne présentent que de faibles réactions de rééquilibration.

Les études thermobarométriques réalisées par Pognante *et al.* [1993] suggèrent que, dans les roches de la vallée de Stak, le pic de métamorphisme a atteint des températures de 650 - 700°C pour des pressions de 8 à 13 kbar. Des estimations P-T comparables ont été obtenues plus au Sud, près du Nanga Parbat, sur d'autres roches du NPHM, de faciès granulite [650 \pm 50°C pour 6 \pm 1 kbar, Zeitler *et al.*, 1993]. Dans les niveaux structuraux les plus élevés, près du contact avec les formations du Ladakh, les températures estimées sont de 50 à 70°C inférieures et les pressions 1 à 2 kbar plus basses. Cette évolution en décompression se traduit par des réactions minéralogiques bien observables dans les metabasites. Enfin, les réactions de recristallisation dans le faciès schiste vert accompagnent la déformation dans la zone de cisaillement supérieure, au contact des formations du Ladakh.

Cette évolution métamorphique des roches de la vallée de Stak suggère des taux de dénudation élevés permettant un refroidissement rapide et empêchant un large développement des réactions de rééquilibration à

basse pression. Ceci est en accord avec les âges récents de métamorphisme [$3,3 \pm 0,1$ Ma, U-Pb sur monazites, Zeitler *et al.*, 1993] et avec les taux de dénudation plio-pléistocènes très importants (3 à 7 mm.an⁻¹) du massif du Nanga Parbat - Haramosh [ex.: Zeitler, 1985; Treloar *et al.*, 1991; Zeitler *et al.*, 1993; Winslow *et al.*, 1994].

2. - LE LADAKH

Les aspects géologiques, pétrographiques et métamorphiques de cette unité ont été développés par Rolfo [1994] et Rolfo *et al.* [sous presse]. Nous les reprenons ici succinctement.

Les formations de l'unité du Ladakh sont classiquement interprétées comme des séquences volcanosédimentaires et plutoniques d'arc et d'arrière-arc équivalentes à celles du Kohistan. Elles se composent, au Sud, des amphibolites d'Askore [Desio, 1963], dans lesquelles sont intrusifs des plutons et ensembles filoniens correspondant à l'arc s.s., et, au Nord, du Greenstone Complex [nom initialement utilisé par Ivanac *et al.*, 1956, dans le Kohistan], série volcanosédimentaire incluant quelques ultrabasites, métamorphisée dans le faciès schiste vert et interprétable en terme de formations d'arrière-arc [Le Fort *et al.*, 1995].

A Dasu, dans la partie inférieure de la vallée de Turmik (fig. 3), ces deux sous-unités sont séparées par une lentille de serpentinite qui se prolonge vers l'Est dans la vallée de Homara. La serpentinite est principalement antigoritique mais une structure cumulative est encore reconnaissable [Rolfo, 1994]. Un écran de rodingite à trémolite-talc-carbonate-épidote apparaît au contact avec les formations volcanosédimentaires crétacées sus-jacentes. A l'intérieur de cette lentille de serpentinite, un bloc correspondant à de probables pillow-lavas déformés a été décrit par Zanettin [1964]. Des ultrabasites et des schistes calcosilicatés affleurent également dans la partie inférieure de la vallée de Remendok dans la même position structurale. Il est possible de considérer ces serpentinites et ultrabasites comme des éléments du soubassement ophiolitique de l'arc tel que décrit près de Dras (Ladakh, Inde du NW) par Reuber [1989] ou dans le complexe de Satpa au Kohistan par Jan *et al.* [1993].

Une des différences essentielles entre la formation d'Askore et le Greenstone Complex est le degré de métamorphisme. Le Greenstone Complex présente un faciès schiste vert tandis que les formations d'Askore

sont dans le faciès amphibolite avec croissance du métamorphisme en direction du Sud-Est (secteur de Skardu), où les formations sédimentaires de Katzarah sont affectées par un métamorphisme haute température - basse à moyenne pression précédemment décrit par Hanson [1986, 1989]. Une autre différence importante est l'abondance des filons dans les amphibolites d'Askore alors qu'ils sont absents dans le Greenstone Complex. Vers le Nord-Ouest, autour de la syntaxe, l'unité du Ladakh est laminée entre le HHC et le Karakorum, pour devenir une bande d'une épaisseur inférieure à 4 km dans la vallée de Remendok (fig. 3). Dans ce secteur, il devient difficile de distinguer les amphibolites d'Askore du Greenstone Complex.

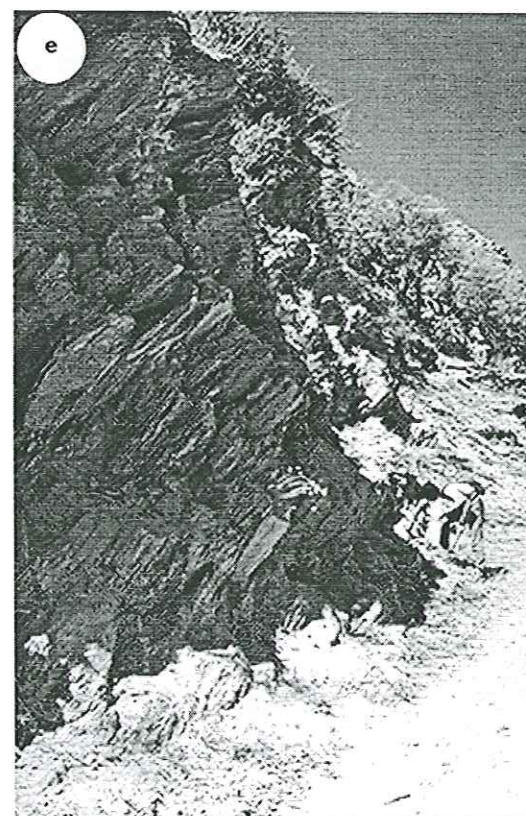
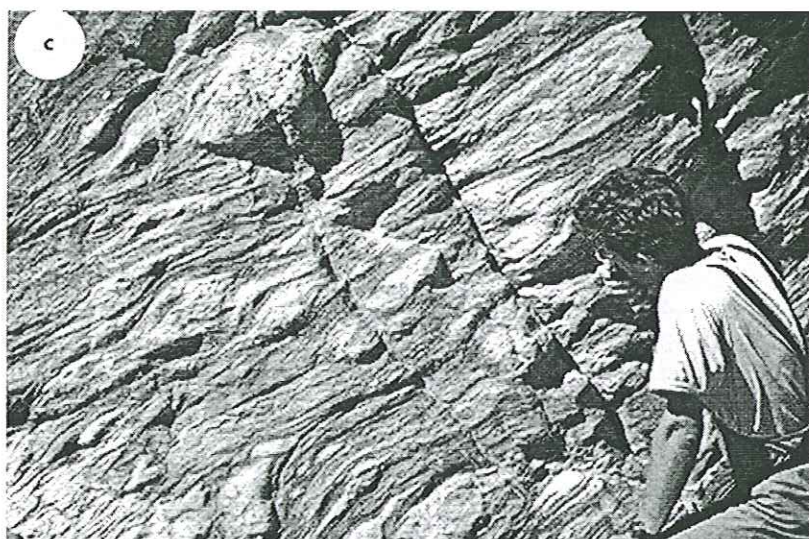
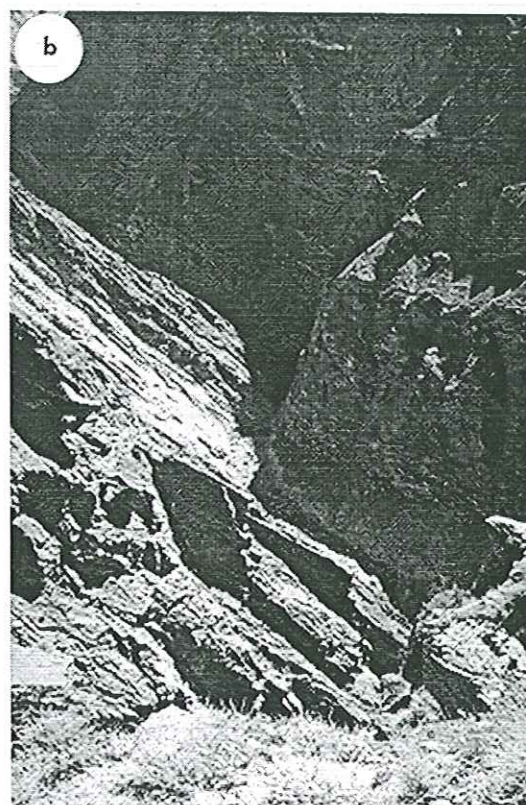
2.a. Les amphibolites d'Askore

Les amphibolites d'Askore, ont été d'abord décrites et définies par Desio [1963] dans la vallée d'Askore, et par Zanettin [1964] le long de l'Indus (fig. 3). Ces roches ont été également échantillonnées dans la vallée de Turmik (Sud du Stak La) et dans le vallon d'Askobar (affluent rive droite de Turmik). Le nom d'amphibolites d'Askore se rapporte plus à une formation qu'à une définition pétrologique, celles-ci correspondant à des gneiss lités d'origine volcanosédimentaire, métamorphisés dans le faciès amphibolite et présentant des proportions variables de hornblende, plagioclase, biotite, épidote, quartz avec plus ou moins de rutile, muscovite et grenat [Zanettin, 1964; Rolfo, 1994; Rolfo *et al.*, sous presse].

Dans la vallée de l'Indus, entre Tungas et la confluence de la vallée de Turmik (fig. 3), les alternances, pluricentimétriques, présentent des compositions allant des amphibolites à épidotes aux gneiss à biotite sans amphibole (Pl. 1 - Ph. a). Le grenat n'a été observé que dans de rares horizons centimétriques. L'amphibole et la biotite définissent la foliation métamorphique régionale qui est reprise par une recristallisation statique postérieure dans les mêmes conditions P-T. Juste au Sud de Tungas, la série comprend deux épaisses barres de marbre saccharoïde. Le tout est recoupé par plusieurs générations de filons de granitoïdes concordants ou discordants, pré ou post-tectonique. Les structures se poursuivent sans décalage de part et d'autre de l'Indus qui les recoupe presque à la perpendiculaire.

Près du contact avec le Haut Himalaya, dans le vallon d'Askobar (fig. 3), la formation d'Askore se compose d'alternances de niveaux à grain fin d'amphibolites à grenat-biotite et de gneiss à biotite-muscovite-

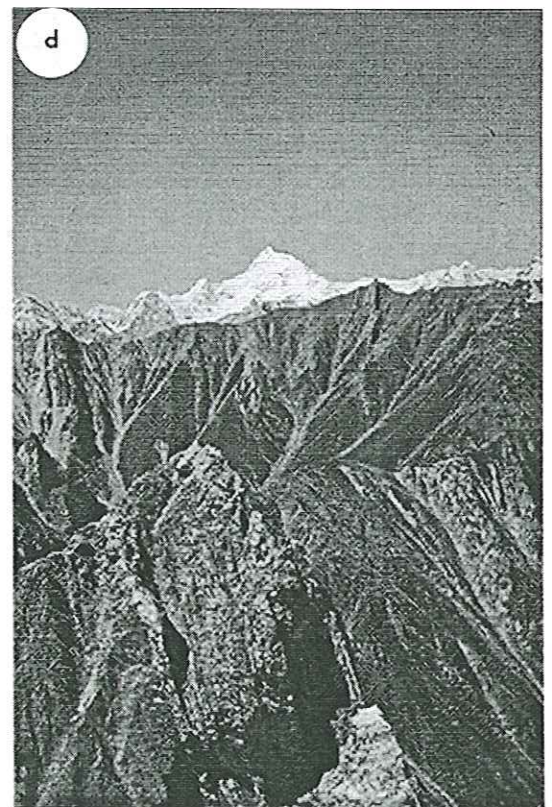
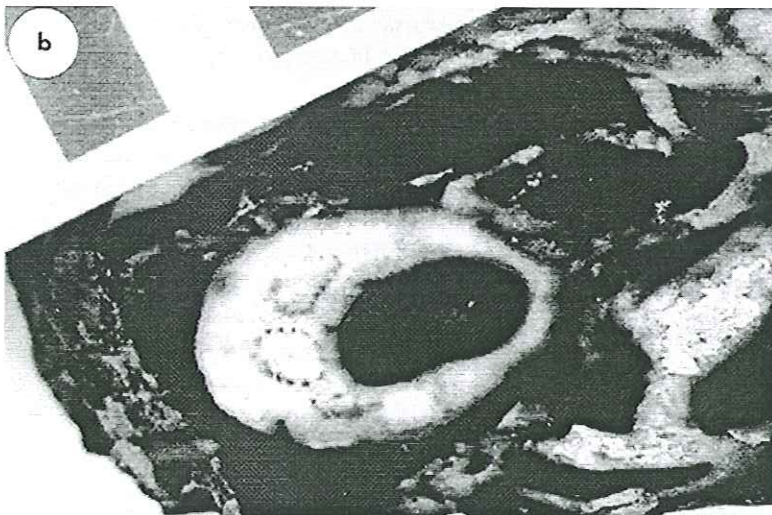
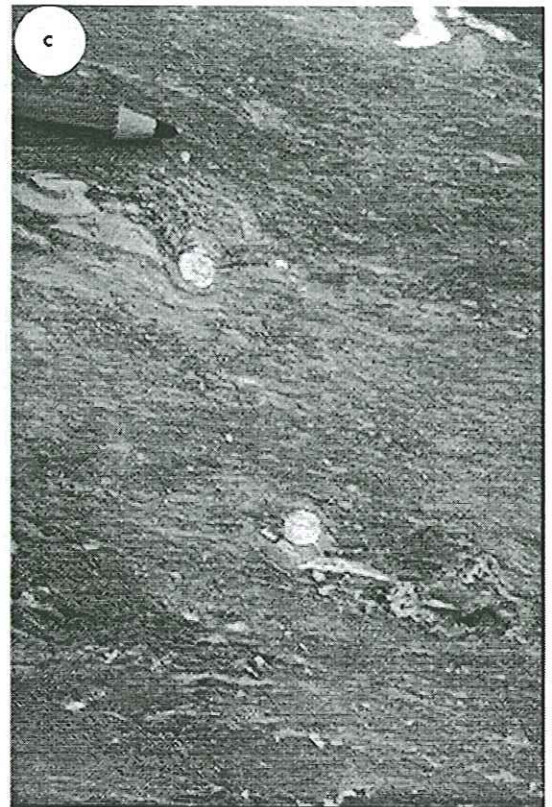
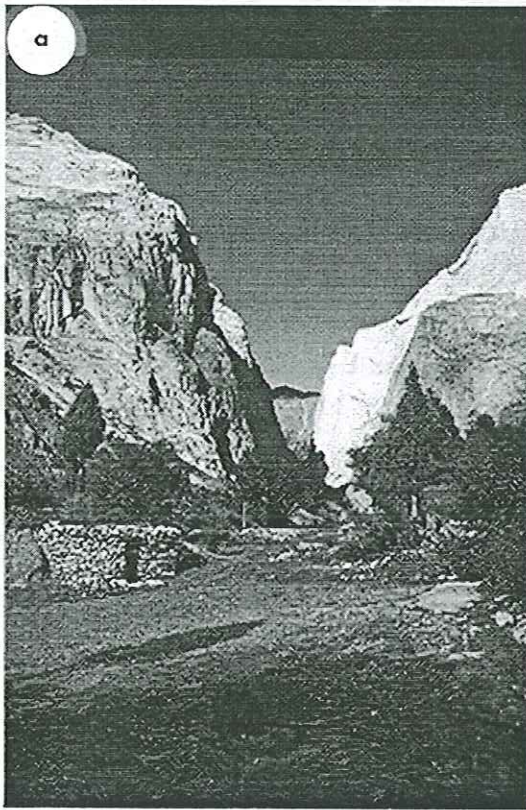
PLANCHE 1 - Ladakh - a - Amphibolites d'Askore. Vallée de l'Indus - Sortie SE de Baycha. Alternances pluricentimétriques d'amphibolite et de gneiss à biotite fortement boudinées. Schistosité métamorphique (Sm) = $56^{\circ}S\ 40^{\circ}$. Photo N90°. - b - Les amphibolites d'Askore dans la vallée de Baycha. Les structures apparaissent relativement monoclinales: Sm = $55^{\circ}S\ 40^{\circ}$. Photo 28 mm - N95°. - c - Boudins actinolitiques cisailés dans des amphibolites massives. Amphibolites d'Askore - vallée de Baycha. Sm = $54^{\circ}S\ 34^{\circ}$ - compartiment supérieur remonté. Photo 50 mm - N240°. - d - Le Greenstone Complex dans la vallée de Turmik. A droite, la barre des calcaires de Pakora. Au fond, le cristalin du Haut Himalaya avec le sommet du Haramosh (7397 m). Photo 28 mm - N310° depuis la crête de Kashipa. - e - Schistes verts phylliteux du Greenstone Complex dans la vallée de Turmik (sortie Nord de Dasu, après la centrale électrique). Sm = $86^{\circ}S\ 46^{\circ}$. Photo 28 mm - N275°.



n	Skoyo	Tungas	Remendok	Autres plutons du Ladakh			
	to	dq	rondhjemite	to	mzdq	d	go
	2	1	4	1	2	1	1
SiO ₂	67,62	53,57	73,77	69,29	59,76	54,71	47,71
Al ₂ O ₃	16,15	17,56	15,11	16,28	16,90	16,68	15,74
Fe ₂ O ₃ *	2,58	9,53	0,66	2,66	5,90	9,37	11,20
MnO	0,03	0,20	0,02	0,08	0,10	0,15	0,18
MgO	1,72	4,25	0,15	0,77	2,40	3,73	7,43
CaO	4,34	8,21	2,23	3,77	5,46	6,46	10,87
Na ₂ O	4,90	2,61	5,22	4,00	3,97	3,81	2,40
K ₂ O	1,19	1,70	1,83	1,77	2,80	2,03	1,31
TiO ₂	0,30	0,90	0,03	0,27	0,50	1,27	0,65
P ₂ O ₅	0,11	0,22	0,04	0,13	0,24	0,35	0,20
P.F.	0,84	1,10	0,53	0,64	1,64	1,21	2,08
Total	99,78	99,85	99,57	99,66	99,67	99,77	99,77
Paramètres Debon & Le Fort (1988)							
P	-210	-194	-170	-158	-166	-195	-243
Q	140	80	176	173	80	61	30
A	-21	-67	10	55	-74	-69	-184
B	79	235	12	18	140	226	332
Traces (ppm)							
Ba	255	176	425	276	730	275	222
Be	0,65	0,96	2	0,9	1,83	1,5	0,2
Cr	44	29	0,8	13	22	4	184
Cu	11	59	2,7	<5	25	42	98
Ga	18	20	14	43	18	18	16
Nb	1,8	4,9	2,3	8	7	9,9	1,9
Ni	23	19	1,7	16	11	7	44
Rb	30	75	53	60	94	50	20
Sc	5,9	20		4,5	10	15	30
Sr	555	357	415	419	613	433	597
Th	1,7	6	0,3	10	15	4	1
U	0,78	1,2	0,5	nd	3	1,1	0,5
V	60	256	2,7	25	115	185	337
Y	4,8	24	3	9,7	18	22	13
Zn	32	90	25	51	65	75	75
Zr	68	110	34	134	139	125	32

TAB. 2 - Analyses chimiques des éléments majeurs et de quelques traces de plutons du Ladakh. Les quatre paramètres de Debon et Le Fort [1988] sont également fournis. n = nombre d'analyses.

PLANCHE 2 - Ladakh - a - La barre des calcaires de Pakora dans le vallon de Pakora où elle présente sa plus grande épaisseur (~ 2000 m). Photo 28 mm - N50°. - b - Rudistes post-valanginiens dans un bloc de calcaires noirs de la formation de Pakora. Photo P. Le Fort. - c - Sections transversales de rostrés de belemnites avec figures de rotation dans les calcaires de Pakora. Partie supérieure, rive gauche, du vallon de Tisar. Sm = 107°N75°. Photo macro. - d - La bande Nord du Greenstone Complex depuis le collet supérieur du vallon de Tisar. La barre occupant le milieu de la photo, à gauche du Ganto La est constituée de marbres et de quartzites. Au fond, le cristallin du Haut Himalaya avec le sommet du Haramosh (7397 m). Sm = 105°N76°. Photo 80 mm - N280°. - e - L'orthogneiss de Skoyo, pluton tonalitique intrusif dans les amphibolites d'Askore à l'entrée de la vallée de Turmik. La présence de mégacristaux de plagioclase dans les enclaves basiques témoigne de phénomènes d'hybridation magmatique. Photo macro.



épidote-grenat. Une shear-zone sépare ces lithologies d'une hornblendite à quartz-épidote. Dans ce vallon, les amphibolites à grenat sont recouvertes par des marbres et quartzites roses.

Le contact entre ces formations et le HHC dans le haut de la vallée de Turmik a été décrit par Pognante *et al.* [1993] comme une shear zone ductile de quelques dizaines de mètres à composante principale dextre. Plus au Sud, à la confluence de la vallée de Stak et de l'Indus (fig. 3), ce contact est décrit par Verplank [1986] comme une faille normale accompagnée de brèches et mylonites.

La foliation dans les amphibolites d'Askore le long de l'Indus dessine des structures relativement monoclinales (Pl. 1 - Ph. b) mais de petits plis isoclinaux sont fréquents, notamment à l'échelle microscopique. Des filons de granitoïdes plissés de manière ptigmatitique, des bandes de cisaillement dans les filons concordants et un très fort boudinage affectant fréquemment des horizons quartzo-feldspathiques ou actinolitiques (Pl. 1 - Ph. c), témoignent également d'une très forte déformation en contexte compressif.

2.b. Le Greenstone Complex

Le Greenstone Complex au sens de Stauffer [1975], légèrement plus restrictif que la définition originale d'Ivanac *et al.* [1956], correspond aux formations de Turmik et du Ganto La [Desio, 1963, 1964; Zanettin, 1964; Desio *et al.*, 1985], exposées dans la vallée de Turmik, et aux amphibolites d'Askore [Desio, 1964; Zanettin, 1964; Desio *et al.*, 1985]. Il a été choisi par Rolfo *et al.* [sous presse] de restreindre le Greenstone Complex aux formations observables dans la vallée de Turmik sans inclure les amphibolites d'Askore (Pl. 1 - Ph. d).

Dans la vallée de Turmik (fig. 3), le Greenstone Complex est une séquence métasédimentaire principalement composée de schistes gréseux à quartz-albite-épidote-chlorite-carbonate, de schistes conglomératiques à matrice micacée et de conglomérats [formation de Turmik: Desio, 1963]. Elle contient également des passées de métavolcanites basiques et quelques ultrabasites. Des niveaux de phyllites vert clair à Qtz-Pl-Mu-Chl-Bt-Ep et porphyroblastes rhomboédriques de dolomie constituent des marqueurs de cette série [Pl. 1 - Ph. e; *ibid.*]. Les galets des conglomérats, pouvant atteindre 15 cm de long, sont des roches

volcaniques acides à intermédiaires, des marbres, des quartzites, des amphibolites et quelques serpentinites. Il existe habituellement une opposition entre la nature dominante des galets et celle de la matrice: quand les galets sont des métavolcanites, la matrice tend à être calcaire; et réciproquement, quand les galets sont constitués de marbres, la matrice contient plus de matériaux volcaniques.

Le Greenstone Complex contient de nombreux horizons de calcaires. Le plus important d'entre eux, la bande des calcaires de Pakora, sépare les formations précédentes d'une bande Nord plus riche en matériaux basiques et incluant des lentilles de serpentine.

Les calcaires de Pakora

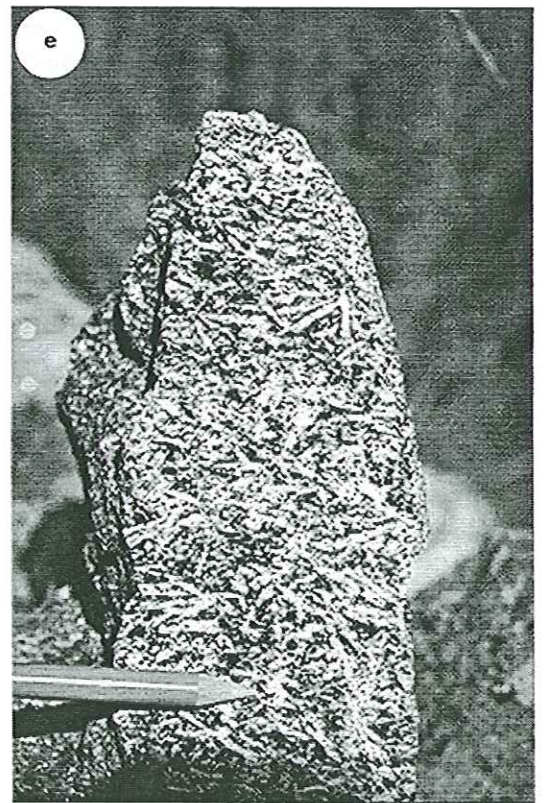
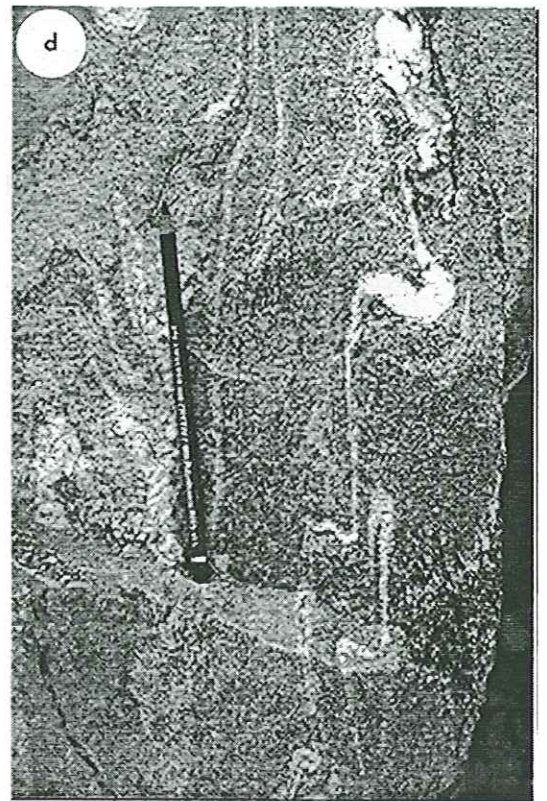
Les calcaires de Pakora présentent une bonne continuité tout au long de la rive gauche (Nord) de la vallée de Turmik (fig. 3), mais leur épaisseur varie très rapidement (Pl. 1 - Ph. d et Pl. 2 - Ph. a). Ils atteignent une épaisseur maximale de 2 km le long de la vallée de Pakora et disparaissent totalement vers l'Est, dans la vallée de Tisar qui descend sur la vallée de la Shigar. De la même manière, leur épaisseur décroît très fortement vers l'Ouest où ils se moulent autour de la syntaxe. Des variations d'épaisseur identiques s'observent sur la barre de calcaire de la rive droite (Sud) de la vallée de Turmik.

Les calcaires de Pakora sont constitués d'une succession de marbres blancs massifs, de calcaires sombres, et de calcaires rubanés (blanc et vert). Un bloc de calcaires noirs provenant de la rive gauche du torrent de Pakora a fourni des rudistes post-valanginiens [Pl. 2 - Ph. b, Le Fort *et al.*, 1992] et des affleurements de la vallée de Tisar ont fourni des bélemnites (Pl. 2 - Ph. c) et des fragments d'échinodermes lors de l'expédition de 1993. Ces calcaires sont fortement déformés et des structures de rotation ont été observées sur les bélemnites.

La bande Nord (secteur du Ganto La)

Encore appelée "formation de Blanzgo" par Desio [1963], cette bande est constituée de lentilles tectoniques de schistes verts à Bt-Am, de gneiss à Ol-An-Bt-Ep, de calcschistes phylliteux, de prasinites à Am±Bt, de calcaires, de quartzites, de rares serpentinites, de métagabbros et de métaporphyrites à Hbl-Pl [Pl. 2 - Ph. d; Rolfo *et al.*, sous presse].

PLANCHE 3 - Karakorum - a - Le dôme de gneiss du Mangol Bluk en rive droite de la Basha vu depuis la vallée perchée d'Aralter. Photo 28 mm N210°. - b - Le massif d'orthogneiss d'Aralter (au centre) se développe principalement en rive gauche de la vallée. De droite à gauche: barre calcaire suivie d'un petit éperon en partie constitué de talc-schistes puis des amphibolites (vallon) constituant l'encaissant du granitoïde orthogneissifié. A gauche et au fond: formations métasédimentaires avec leurs barres continues de marbres. - c - Le pli de Murtzwa en rive gauche de la Basha, déjà décrit par Desio [1985]. Le cœur de ce pli isoclinal est principalement constitué d'orthogneiss qui se prolongent vers la gauche (Ouest), en traversant la Basha, jusque dans le dôme du Mangol Bluk (fig. 3). Photo 50 mm N88°. - d - Orthogneiss leucocrates à Bt-Grt et niveaux de quartz marquant les microplis isoclinaux. Affleurement situé au Nord de Niesolo, en rive droite de la Basha. Sm = 120°S80°. Photo macro N120°. - e - Bloc de paragneiss à Grt-Bt-Sill (rétromorphose de disthène). Photo Macro.



2.c. Les plutons du Ladakh

De nombreux plutons et filons sont intrusifs dans les différentes formations de l'unité du Ladakh. Nous les décrivons ici depuis l'Est, sur le chaînon situé entre les vallées de la Shigar et le cours de l'Indus, jusqu'à l'Ouest, au front de la syntaxe.

Le long de la rive droite (Sud) de la vallée de la Shigar (fig. 3), un grand complexe plutonique peut être observé [Desio, 1964]. Les différents faciès qui le composent ont été précédemment décrits sous différents noms: tonalite de Tisar, gabbro-diorite de Chundupon et gneiss de Skoyo par Desio [1963]; tonalite, gabbro-diorite et gabbro à amphibole par Zanettin [1964]; diorite de Twar et gneiss de Skoyo par Desio *et al.* [1985]. Nos observations et les analyses réalisées confirment que ce complexe plutonique est composé de plusieurs corps de nature gabbroïque à granitique avec une dominance de faciès dioritiques. Ils sont intrusifs dans les formations d'Askore et le Greenstone Complex et semblent recouper le contact entre ces deux formations quoique les difficultés d'accès ne nous aient pas permis de l'observer précisément.

La diorite à hyperstène décrite par Zanettin [1964], juste au Sud du village de Tungas (fig. 3) sur le cours de l'Indus, n'affleure pas à cet endroit. Seuls de gros blocs ont été observés sur la rive droite de l'Indus, provenant très probablement des pentes très raides de cette rive à la faveur d'un effondrement. Leur origine exacte n'a pas pu être définie. Cette roche présente une composition chimique de diorite quartzique (tab. 2).

Plus au Nord, entre Baycha et la confluence de Turmik (fig. 3), un petit laccolite de leucogranodiorite à biotite-muscovite, concordant avec la foliation, peut être observé sur les deux rives de l'Indus, sans décalage, témoignant, de la même façon que les marbres de Tungas, d'une continuité des structures de part et d'autre du fleuve.

Juste en aval de la confluence de Turmik et de l'Indus, un corps plutonique préalablement décrit sous le nom de gneiss de Skoyo [Desio, 1963; Zanettin, 1964] est intrusif dans les amphibolites d'Askore (Pl. 2 - Ph. e). Cette tonalite magnésienne (tab. 2) est observable près de Skoyo et dans les premiers lacets de la piste menant à Turmik. Le faciès principal du pluton de Skoyo est un gneiss mésocrate à mégacristaux d'oligoclase dans une matrice à quartz-oligoclase-biotite-épidote-hornblende. Sur ses bordures, le contact entre la métatonalite de Skoyo et son encaissant se fait par l'intermédiaire d'un réseau filonien dense [les "agmatites" de Desio et Zanettin] qui s'estompe progressivement vers l'Est dans l'épaisse série d'amphibolites à épidote-biotite. Ce réseau filonien

s'observe facilement le long de la piste menant à Dasu (Vallée de Turmik). Les filons sont déformés, soit transposés dans la foliation principale, soit plissés de manière ptigmatitique, même pour des filons de puissance plurimétrique.

Dans la vallée de Gontsar, un affluent rive gauche de la vallée de Turmik, un corps kilométrique de gabbro est intrusif dans le Greenstone Complex. Sa chimie est celle d'un monzogabbro à tendance subalcaline. Il est déformé sur sa bordure mais la partie centrale est massive et isotrope. Le contact avec les formations encaissantes est partiellement faillé.

Finalement, dans la vallée de Remendok (fig. 3), un affluent rive droite (Sud) du Chogo Lungma, une petite intrusion de leucotondhémite très allongée s'est mise en place sur le MMT qui constitue la limite entre Ladakh et NPHM (tab. 2). L'importance de ce petit pluton réside dans le fait que, légèrement déformé, il est intrusif dans les deux formations et nous a permis d'obtenir des âges de refroidissement correspondant aux mouvements récents le long de ce contact (cf. Chapitre V).

3. - LE COMPLEXE MÉTAMORPHIQUE DU KARAKORUM (KMC)

Cette unité peut être schématiquement divisée en deux ensembles: d'une part des dômes de gneiss (Mangol Bluk, Bukpun, Aralter), et d'autre part des formations métasédimentaires enveloppant ces dômes au Nord comme au Sud (fig. 3).

Les relations des deux ensembles ne sont pas toujours claires, cependant:

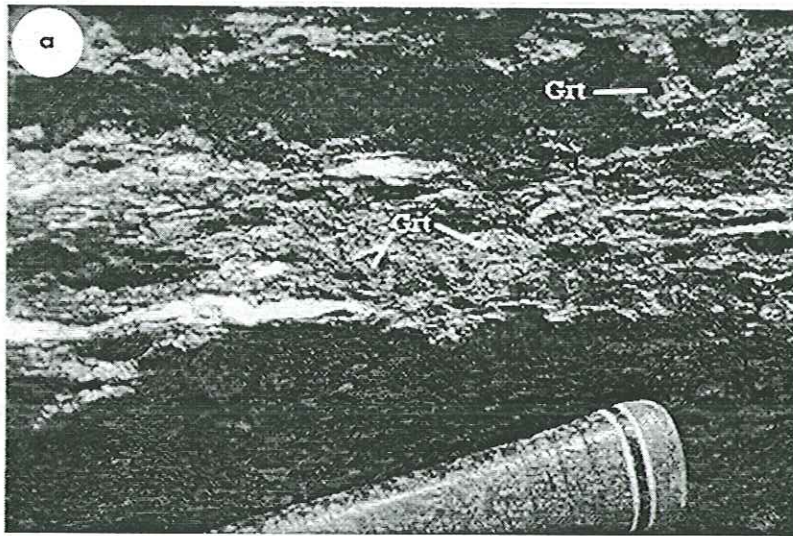
(i) dans la partie Ouest du dôme de Bukpun, près du glacier de Kilwuri (fig. 3), le granite ayant donné les orthogneiss recoupe les formations métasédimentaires et y développe un métamorphisme de contact dont témoigne la présence de fantômes d'andalousite chiastolitique rétrotransformés;

(ii) le dôme d'orthogneiss d'Aralter est intrusif dans un niveau d'amphibolites juste au Nord du Ganchen. Cet orthogneiss, tout comme le précédent (Bukpun), est gneissifié et structuré par les phases tectonométamorphiques principales décrites plus loin (Chapitre III);

(iii) le dôme du Mangol Bluk est composé d'alternances de gneiss ortho- et paradérivés dont le degré métamorphique est plus élevé que celui des formations métasédimentaires;

(iv) des orthogneiss peuvent être observés dans des coeurs de plis isoclinaux plurihectométriques (Bolocho), ou sous forme de lames (glacier Moraine), dans les formations métasédimentaires. Dans ce cas, les contacts entre orthogneiss et métasédiments sont parfaitement concordants avec la foliation métamorphique.

PLANCHE 4 - Karakorum - a - Amphibolite à grenats centimétriques. Bord du canal d'irrigation, au dessus du village de Dogra (rive gauche de la Basha). Sm = 50°S68°. Photo macro. - b - Bloc de migmatite près de l'alpage de Shin Kuru en rive gauche du Chogo Lungma sur le flanc Sud du dôme de Bukpun. Photo 28 mm. - c - Filon de pegmatite recoupant des orthogneiss au pied du Ganchen. Rive gauche de la Basha. Photo 28 mm. le crayon donne l'échelle.



3.a. Les dômes de gneiss

Dans le secteur cartographié (fig. 3), deux dômes principaux sont individualisés: le dôme du Mangol Bluk, en rive droite de la Basha (Pl. 3 - Ph. a), et le dôme de Bukpun en rive gauche du Chogo Lungma. Le petit dôme d'Aralter, très allongé, en constitue un troisième (Pl. 3 - Ph. b). De plus, dans la vallée de la Braldu, vers le SE, en dehors du secteur cartographié, se développe le dôme de gneiss de Dassu (à ne pas confondre avec Dasu dans la vallée de Turmik), premier dôme reconnu dans la région [Bertrand *et al.*, 1988; Allen et Chamberlain, 1991].

Les dômes sont composés d'alternances d'orthogneiss et de paragneiss fortement structurés par une phase de plis isoclinaux précédant l'acquisition de la structure en dôme (Pl. 3 - Ph. c et chapitre III). Les orthogneiss, à Qtz-Pl-Bt \pm fK \pm Mu \pm Am, ont des compositions variant depuis les granites jusqu'aux tonalites (Pl. 3 - Ph. d et chapitre IV). Les paragneiss, d'origine pélitique, présentent des paragenèses métamorphiques à Grt-Ky avec localement une rétro-morphose plus tardive du disthène en sillimanite (Pl. 3 - Ph. e et chapitre III). Des niveaux d'amphibolites à grenat sont parfois présents (Pl. 4 - Ph. a). Enfin, des migmatites ont été observées dans la partie aval de la vallée du Kero Lungma au coeur du dôme de Bukpun (Pl. 4 - Ph. b).

De chaque côté de la Basha, les gneiss sont recoupés par des filons tardifs de pegmatites parfois plurimétriques faiblement déformés (Pl. 4 - Ph. c). Ces pegmatites, riches en gemmes (tourmaline, aigue marine, topaze) sont exploitées artisanalement par les habitants de la vallée.

Certains orthogneiss ont, par ailleurs, été observés hors des dômes de gneiss définis ci-avant, sous forme de lames (glacier Moraine) ou de coeurs de plis (Bolocho) à l'intérieur des formations métasédimentaires.

3.b. Les formations métasédimentaires

Ces formations sont composées d'alternances de marbres dolomitiques, de quartzites avec quelques niveaux conglomératiques, de micaschistes et de rares horizons d'amphibolites de composition basaltique (fig. 8 - Ph. b). Elles s'observent le long de la plupart des affluents rive gauche (Nord) du Chogo Lungma où elles sont largement développées mais aussi au Sud le long de la vallée de Niamur, affluent rive droite du Chogo Lungma, jusqu'à Tisar à l'embouchure de la Basha (fig. 3).

Les formations métasédimentaires ont été fortement structurées par au moins deux phases de déformation

(chapitre III) incluant une première phase de plis isoclinaux à vergence Sud bien préservée le long du glacier Moraine (fig. 8 - Ph. c) et de la vallée du Kero Lungma. L'intense déformation et l'absence de bons marqueurs stratigraphiques ne permettent pas de reconstituer la stratigraphie et l'épaisseur originelle des formations. Toutefois, quelques barres de marbres massifs présentent une bonne continuité et peuvent être suivies tout au long de la rive gauche (Nord) du Chogo Lungma, soulignant les grandes structures N110°E de cette partie septentrionale (fig. 8 - Ph. d). Certaines de ces barres se poursuivent, vers l'Ouest, jusqu'à la vallée de Hunza [Le Fort et Pêcher, 1995], et vers l'Est, via la vallée d'Aralter et le glacier de Sosbun, en direction du Ghama Sokha Lumbu. Celles observables sur le Koser Gunge, entre les vallées de la Shigar et de la Braldu [Hanson, 1986] s'y rattachent probablement.

Ces marbres sont de nature dolomitique parfois ankéritiques, plus ou moins purs, souvent saccharoïdes et contiennent fréquemment du phlogopite. Certains niveaux riches en matière organique peuvent contenir de la pyrite et dégagent une odeur fétide caractéristique à la cassure. Au Sud, la formation des calcaires de Chutrun [calcaires de Matuntore de Desio, 1963], est de nature composite, les faciès allant de marbres blancs compacts, exploités comme pierre de taille près de Tisar (fig. 3) jusqu'à des faciès sombres détritiques observables dans la vallée de Matunduruk qui mène au Ganto La. Juste au dessus du village de Tisar, en rive droite du vallon du même nom, les calcaires constituent une petite structure en dôme allongée ~ N140°E.

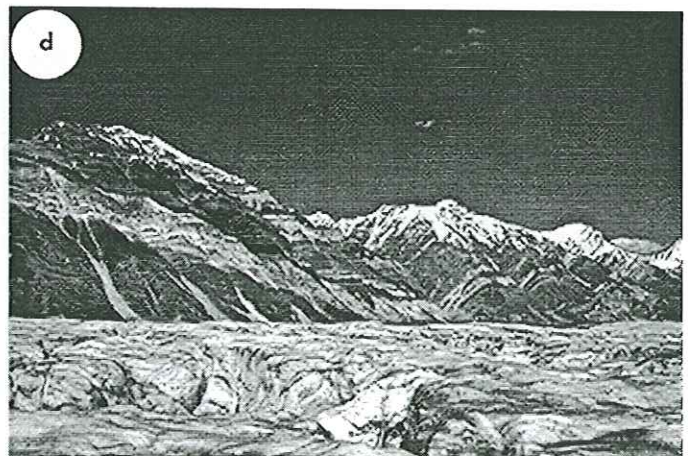
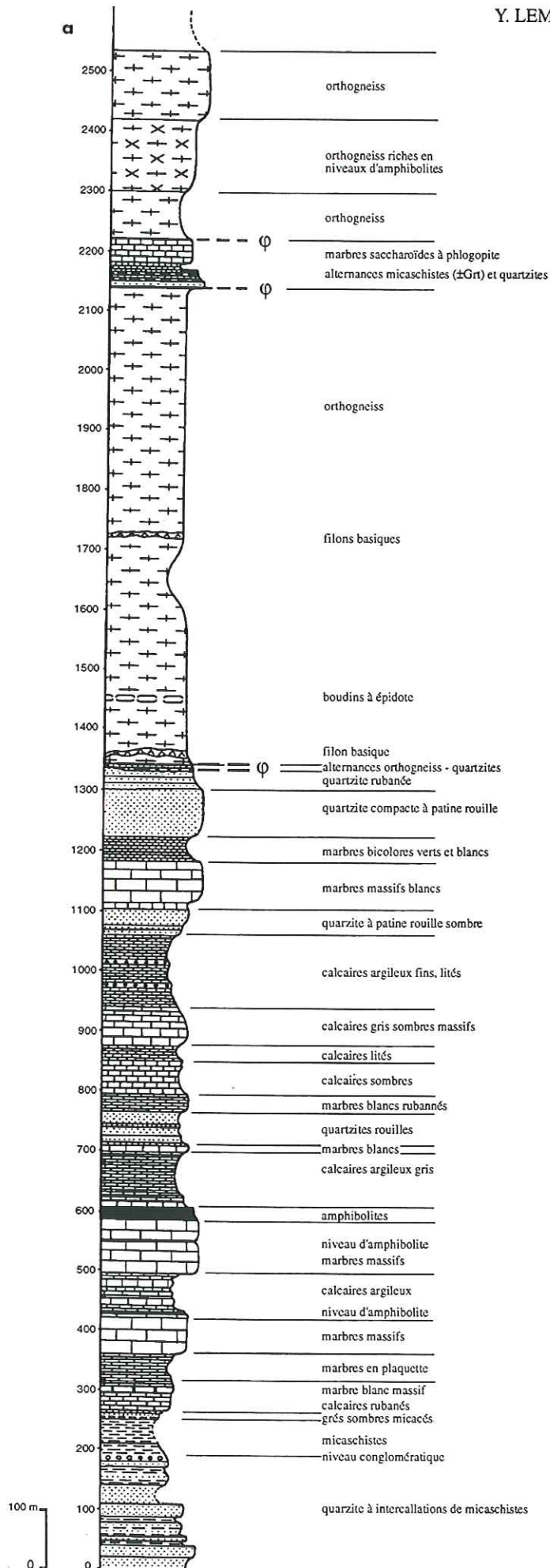
Les micaschistes peuvent être plus ou moins carbonatés, plus ou moins gréseux, parfois légèrement conglomératiques. Un faciès de micaschistes gris à grenat - staurotide, affleurant bien en rive droite de Niamur (fig. 3), se retrouve également en rive gauche du Chogo Lungma jusqu'au niveau du Spantik (Pl. 5 - Ph. a). Enfin, les quartzites sont plus ou moins massifs, parfois en alternance avec des lits de micaschistes et contiennent quelques niveaux conglomératiques (Pl. 5 - Ph. b). Des ripple marks ont été observés dans les vallées de Niamur, de Naltoro et du glacier Moraine (fig. 3; Pl. 5 - Ph. c).

Dans les formations métasédimentaires, la staurotide est donc stable dans les assemblages minéralogiques tandis que le disthène ou la sillimanite n'ont jamais été observés, ce qui caractérise des conditions de métamorphisme de plus basse température que dans les dômes de gneiss (cf. Chapitre III).

3.c. Le magmatisme syn-dôme: la syénite d'Hemasil

Sur la rive gauche de la Basha, entre Hemasil et Niesolo (fig. 3), un petit pluton de syénite est intrusif

FIG. 8 - a - Colonne stratigraphique de la rive gauche du glacier Moraine. Complexe métamorphique du Karakorum. Photographies: - b - Rive gauche du glacier Moraine correspondant à la colonne stratigraphique. - c - Plis isoclinaux dans les formations métasédimentaires en rive droite du glacier Moraine. - d - Les formations métasédimentaires en rive gauche du Chogo Lungma se suivent sur plusieurs dizaines de kilomètres. Un niveau d'amphibolite très sombre peut constituer un niveau repère.



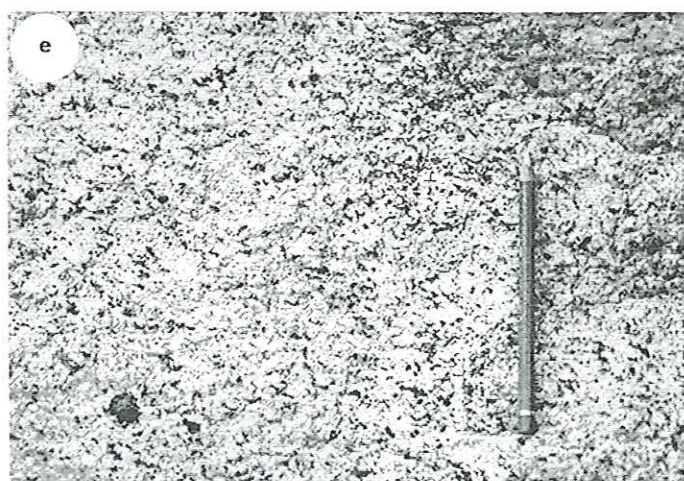
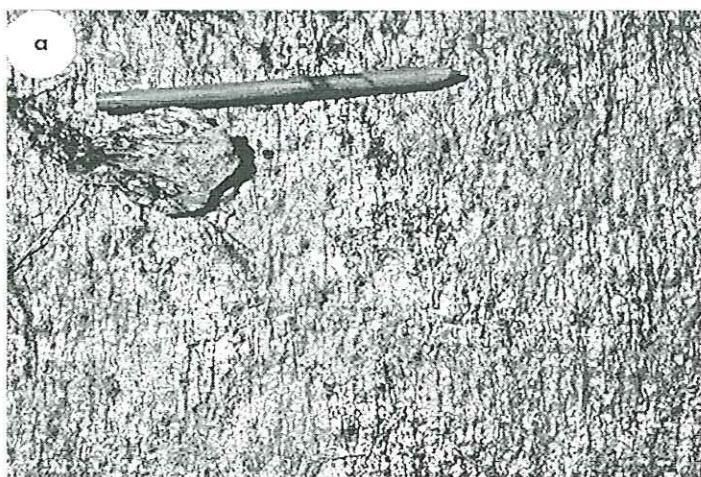


PLANCHE 5 - Karakorum - a - Micaschiste à Grt- St crénelé. - b - Bloc de conglomérat à galets calcaires sur le Chogo Lungma. - c - bloc de quartzite à ripples marks. Vallée de Niamur. - d - Le dôme syénitique d'Hemasil, qui se développe sur la droite de la photo, est limité au Nord (centre) par une barre calcaire qui constitue son encaissant. A droite, le vallon de Naltoro. Au premier plan, les cultures du village de Niesolo. Photo 28 mm -N235°. - e - Syénite d'Hemasil.

dans les formations métasédimentaires (Pl. 5 - Ph. d). Il se présente sous la forme d'un petit dôme de 4 x 2,5 km, allongé selon une direction ~ N140°E.

A l'affleurement, la syénite se présente comme une roche leucocrate fortement foliée à aspect de gneiss mais dont la texture se révèle essentiellement magmatique (Pl. 5 - Ph. e). Ses assemblages minéralogiques sont à oligoclase - microcline - biotite verte \pm sphène \pm hornblende \pm épidote. A son contact Nord avec l'encaissant carbonaté, elle présente un faciès de bordure plus sombre, caractérisé par de la calcite et de la muscovite. Le passage est progressif entre ce faciès de bordure et le faciès syénitique typique. Par contre, au

Sud, dans la petite vallée qui descend sur Hemasil, un niveau d'amphibolite massive est intercalé entre la syénite et les marbres. Un certain nombre de critères, tant pétrographiques que structuraux, nous ont permis de considérer la mise en place de cette syénite d'Hemasil comme contemporaine de la phase de formation des dômes de gneiss. Ces aspects pétrographiques et structuraux, de même que la géochimie, sont développés au chapitre IV. Des âges de refroidissement ^{40}Ar - ^{39}Ar sur amphibole et biotite de la syénite et de l'amphibolite associée nous ont de plus, permis de proposer un âge de mise en place vers 10 Ma, soit Tortonien [cf. Villa *et al.*, 1996 - Chapitre V].

Journal of Nepal Geological Society, 1995, Kathmandu, Vol. 11, Special Issue, pp. 17-38

Preliminary Geological Map And Description of the Himalaya-Karakorum Junction in Chogo Lungma to Turmik Area (Baltistan, Northern Pakistan)

Patrick Le Fort¹, Yves Lemennicier¹, Bruno Lombardo², Arnaud Pêcher¹, Piero Pertusati³, Ugo Pognante⁴ and Franco Rolfo⁴

¹ *Institut Dolomieu, Géodynamique des chaînes alpines (CNRS), 15 rue Maurice Gignoux, 38000 Grenoble, France*

² *CNR-C.S., Geodinamica catene collisionali, via Valperga Caluso 37, 10125 Torino, Italy*

³ *Dip. Scienze della Terra, via S. Maria 53, 56126 Pisa, Italy*

⁴ *Dip. Scienze mineralogiche e petrologiche, via Valperga Caluso 37, 10125 Torino, Italy.*

ABSTRACT

Some 800 km² of the area lying between the Haramosh Spur of the Himalaya and the Southern Karakorum Complex, centered on the Chogo Lungma glacier system, is presented on a preliminary geological map, after three expeditions. It includes three major units from SW to NE: the High Himalayan Nanga Parbat - Haramosh Crystallines (HHC), the Ladakh Paleo Island Arc, and the Karakorum Metamorphic Complex intruded by granitoids. The three units are thrust to the south. The High-Himalayan ortho- and para-gneisses are metamorphosed to granulite facies and migmatized. The Ladakh Arc is made up of two groups of formation, the Askore Amphibolite to the SW and the Greenstone Complex to the NE, separated by a screen of serpentinized ultramafics. It is intruded by numerous granitoids including a leuco-trondhjemite body cutting the Himalaya-Ladakh contact. The metasedimentary and metavolcanic sequences of the Greenstone Complex include limestone horizons that have yielded post-Valanginian fossils. The Karakorum Metamorphic Complex includes orthogneiss domes of granitoids intruded into the surrounding metasedimentary formations. A syenitic dome of granitoid at Hemasil is apparently syntectonic. Two phases of deformation are observed in Karakorum and Ladakh and seem to correspond, but with different grades of metamorphism. The late doming structures are characteristic of the Karakorum. The Himalaya-Karakorum contact varies from south to north, from a normal fault to a strike-slip shear zone, and finally a thrust fault. The original Ladakh-Karakorum contact (Shyok Suture) is folded and reactivated by late brittle thrusting, possibly the latest large-scale deformation of the region. The closure of the Ladakh-Kohistan back-arc basin followed by the collision of India is mostly overprinted by the recent structures.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

Chapitre III

EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE

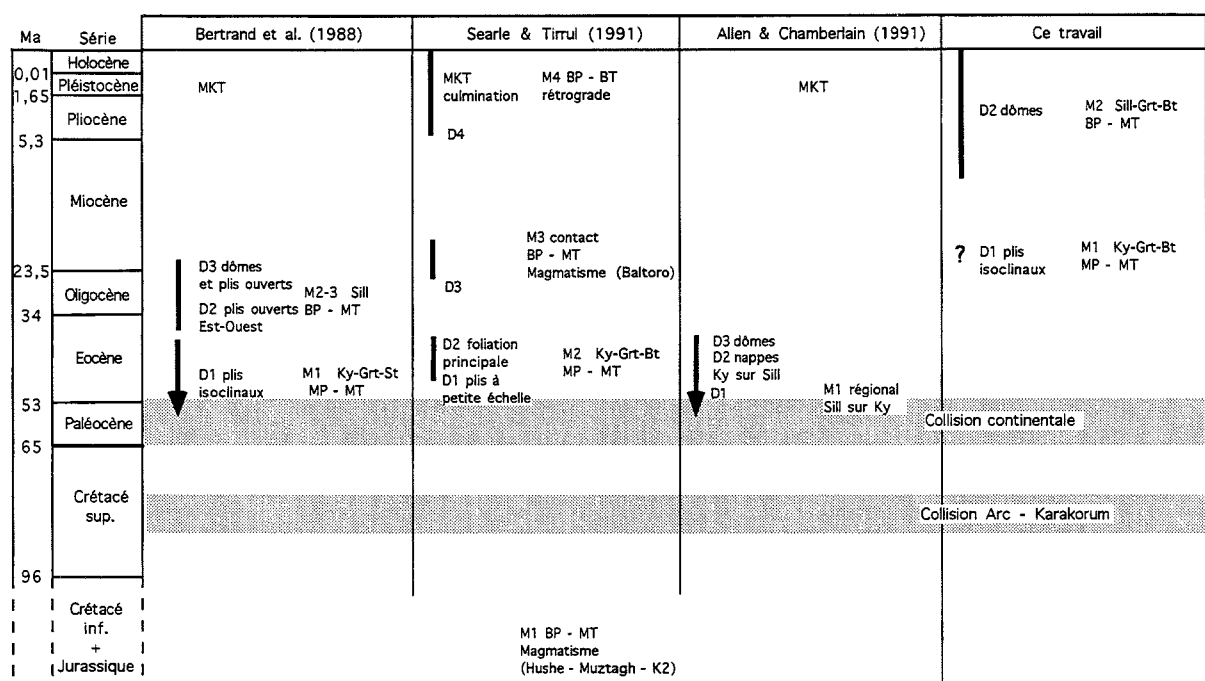
1. - TRAVAUX ANTÉRIEURS - BUTS DE L'ÉTUDE

Le présent chapitre traite essentiellement de l'évolution tectonometamorphique du Complexe Métamorphique du Karakorum (Karakorum Metamorphic Complex - KMC). Les aspects pétrographiques et métamorphiques du Cristallin du Haut Himalaya de la vallée de Stak et de sa jonction avec la vallée de Turmik sont développés dans Pognante *et al.* [1993], tandis que l'évolution structurale et métamorphique de l'arc du Ladakh, le long des vallées de Turmik et de l'Indus, est décrite dans Rolfo [1994] et Rolfo *et al.* [sous presse].

Les formations du KMC ont été initialement décrites et cartographiées par Desio [1964] et Desio *et al.* [1985] qui distinguent les gneiss de Dasso, principalement composés de métagranitoïdes, de la formation du Ganchen, faite de gneiss associés à des marbres et dolomies et de la formation de Dumordo, ensemble de marbres intercalés dans des schistes et gneiss, le tout métamorphisé dans le faciès amphibolite. Nos études de terrain nous ont amené à proposer un nouveau découpage (cf. fig. 3 et chapitre II). L'évolution tectonometamorphique polyphasée du KMC a été plus récemment étudiée par Bertrand *et al.* [1988], Allen et Chamberlain [1991] et Searle et Tirrul [1991], mais la chronologie précise et l'interprétation de cette évolution sont toujours discutées (tab. 3):

- Bertrand *et al.* [1988], le long de la vallée de la Braldu (juste à l'Est de la Basha), décrivent une première phase (D1) de plis isoclinaux s'accompagnant de cisaillement, boudinage et migmatisation, associée à une paragenèse à Grt-Ky-St de moyen degré (4 à 10 kbar - 525 à 700°C). Elle est suivie par une seconde phase (D2) de plis E-W non cylindriques, à plongements d'axes variables, liée à une paragenèse à Sill-fK de basse pression (2,5 à 5,5 kbar - 550 à 650°C). Une troisième phase (D3) est responsable de la formation de dômes E-W présentant des recrystallisations granoblastiques et de la fusion dans leurs parties centrales. Selon ces auteurs, D2 et D3 se situent dans une évolution P-T continue et correspondent au dernier événement tectonometamorphique précédant le charriage du Karakorum sur le Ladakh le long du MKT;

- Allen et Chamberlain [1991], qui se basent sur l'étude des vallées de la Braldu, de la Basha et de la Shigar, décrivent un premier événement métamorphique régional (D1) de moyenne pression, avec des paragenèses à Ky, Ky-Sill ou Sill en fonction de la profondeur d'enfouissement (de 8-9 kbar dans la zone à disthène, à 5-6 kbar dans la zone à sillimanite), avec de faibles variations de température (550°- 625°C). Un second événement (D2) est marqué par la mise en place de nappes de charriage associées à des plis isoclinaux produisant une inversion métamorphique (paragenèses



TAB. 3 - Chronologies et interprétations des évolutions tectonometamorphiques du complexe métamorphique du Karakorum d'après Bertrand *et al.* [1988], Allen et Chamberlain [1991], Searle et Tirrul [1991], et ce travail.

de haute pression au-dessus des paragenèses de basse pression). Le troisième événement (D3) correspond à la mise en place des dômes de gneiss par diapirisme, avant le récent charriage le long du MKT;

- Searle et Tirrul [1991], qui considèrent un vaste domaine s'étendant de la Shigar à l'Ouest jusqu'à la faille du Karakorum à l'Est, présentent une évolution tectonométamorphique incluant une première phase M1 de métamorphisme de contact associée à des intrusions jurassiques (Complexe de Hushe). Un second événement de métamorphisme barrowien (M2) correspond à la déformation principale et développe une paragenèse à Grt-Ky-St de moyen degré ($8,6 \pm 0,7$ kbar, $696 \pm 20^\circ\text{C}$). L'intrusion du granite du Baltoro permet d'enregistrer un troisième événement thermique (M3) de basse pression (maximum 3,75 kbar) et de température supérieure de 75°C à celle de M2, développant des paragenèses à And-Crd-Ch ou Sill-Mu avec rétro-morphose du disthène en sillimanite. Un métamorphisme rétrograde (M4) est associé aux mouvements le long du MKT.

La chronologie exacte de cette évolution tectonométamorphique est également controversée. Pour Allen et Chamberlain [1991], toute l'évolution (excepté l'activation du MKT) est antérieure à l'emplacement du granite du Mango Gusor daté à $37 \pm 0,8$ Ma [U-Pb sur zircon, Parrish et Tirrul, 1989], décrit comme non folié et recoupant la foliation métamorphique principale. Selon Searle et Tirrul [1991], l'événement métamorphique principal, barrowien, est antérieur au granite du Mango Gusor, les suivants correspondant respectivement à l'emplacement du granite du Baltoro à $21 \pm 0,5$ Ma [U-Pb sur zircon, Parrish et Tirrul, 1989] et à l'activation plio-pléistocène du MKT. Pour Bertrand *et al.* [1988], la mise en place du granite du Mango Gusor est postérieure à l'événement tectonométamorphique principal (plis isoclinaux et paragenèse à Grt-Ky), mais les plis E-W et la structuration en dômes se placent entre les intrusions du Mango Gusor et du Baltoro. Enfin, il faut rappeler ici que Bertrand et Debon [1986] ont montré que le granite du Baltoro présente des caractères syntectoniques (parallélisme de la foliation en partie magmatique, de l'allongement des enclaves sédimentaires et de la bordure du pluton). Dans ce cas, la mise en place du granite du Baltoro serait à rattacher à l'une des phases principales de structuration.

Dans ce chapitre on tentera de contraindre plus précisément les relations entre métamorphisme et déformation dans le Karakorum au moyen de nouvelles données structurales, pétrologiques et thermobarométriques. Les données de géochronologie (cf. Chapitre V) nous permettront, de plus, de reconsidérer le problème du calage dans le temps de ces événements. Enfin, nous essaierons de mieux définir les processus responsables de ces déformations dans le Karakorum, ainsi que, dans un cadre plus régional, le rôle joué par le Haut-Himalaya du Nanga Parbat - Haramosh (NPHM).

2. - MÉTHODOLOGIES

2.a. Mesures structurales

Les éléments planaires et linéaires ont été systématiquement mesurés à l'affleurement et reportés sur cartes. Les mesures ont été regroupées en 16 secteurs (ex.: vallée du glacier Moraine) et analysées statistiquement sur stéréogrammes. Quelques-uns des stéréogrammes les plus significatifs illustrent ce chapitre, l'ensemble de ceux-ci étant regroupé dans l'annexe 2. Les stéréogrammes permettent de visualiser la géométrie et l'évolution des principaux marqueurs structuraux. Les familles de mesure ont, en outre, souvent été caractérisées par le calcul de meilleurs plans, axes, grands cercles ou petits cercles avec des cônes de confiance de 95% et 99%. Le calcul des meilleurs axes et meilleurs plans sous-entend une distribution de Watson (distribution adaptée à des familles d'axes ayant une symétrie de révolution). Les tests réalisés montrent que l'hypothèse d'une distribution type Watson est en fait souvent mal adaptée à nos structures qui sont fréquemment non cylindriques, les dômes en particulier. Les structures non cylindriques (dômes et bassins) sont communes dans les déformations polyphasées ou les déformations hétérogènes monophasées [Ramsay et Huber, 1987, p. 494-495], et le Karakorum fournit un bon exemple de telles déformations. Le traitement informatique des données a été réalisé sur le logiciel STEM, développé sur Macintosh par A. Pêcher à l'Institut Dolomieu (Grenoble).

2.b. Préparation des lames minces

Les échantillons pétrographiques ont été systématiquement orientés à l'affleurement et les lames minces réalisées le plus souvent dans le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation (plan perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation d'étirement). Ces lames minces orientées ont été utilisées pour mieux contraindre les relations entre métamorphisme et déformation ainsi que pour caractériser l'évolution métamorphique.

2.c. Chimie des minéraux et thermobarométrie

Environ 600 analyses de minéraux ont été réalisées sur 10 échantillons à l'aide d'une microsonde à dispersion d'énergie (Cambridge 5360) au Dipartimento di Scienze Mineralogiche e Petrologiche de l'Université de Turin (Italie). Les formules structurales de minéraux sont calculées à l'aide du logiciel MINSORT mis au point par Petrakakis et Dietrich [1985] qui utilise la méthode de Stout [1972] pour les amphiboles et un calcul itératif de la teneur théorique en Fe_2O_3 utilisant des critères d'équilibre de charge ionique pour les grenats. Le programme THERMOBAROMETRY, adapté par F. Spear pour Macintosh et qui regroupe la plupart des calibrations existantes, a été utilisé pour le calcul des pressions et températures.

3. - STRUCTURES DU COMPLEXE MÉTAMORPHIQUE DU KARAKORUM

3.a. Les déformations précoces

Les traces de déformation les plus précoces se retrouvent dans le cœur de certains minéraux (porphyroblastes zonés de grenat et de staurotide). On y observe en effet une foliation interne, soulignée par des inclusions de quartz et d'opales, qui est parfois très oblique sur la foliation principale S1 (Pl. 6 - Ph. a). Cette foliation interne oblique semble systématique et montre que grenat et staurotide ont commencé à se développer soit avant la déformation principale D1, soit dans des stades précoces de D1. Dans la mesure où aucune phase de déformation anté-D1 n'a pu être reconnue à l'échelle mésostructurale, il est difficile d'affirmer qu'il s'agit de la trace d'une déformation distincte et antérieure à D1. Il pourrait donc plutôt s'agir de stades précoces de D1.

3.b. L'événement tectonométamorphique principal - D1 -

Le premier événement tectonométamorphique décelé sur le terrain correspond en fait à la déformation principale. Il est particulièrement bien observable le long des affluents glaciaires de la rive Nord du Chogo Lungma, où il n'est que peu oblitéré par les déformations ultérieures. Il est, néanmoins, parfois bien visible également dans les formations situées plus au Sud-Est et affectées par la déformation en dômes: le pli isoclinal de la Basha déjà décrit et photographié par Desio *et al.* [1985] en est un excellent exemple (Pl. 3 - Ph. c). Cet événement développe à toutes les échelles des plis isoclinaux B1 à vergence Sud (fig. 8 - Ph. c) associés à une schistosité métamorphique plan-axiale S1 transposant généralement la stratification originelle des sédiments. Les plans axiaux des plis B1 ont une direction moyenne de N110°E avec un pendage Nord de 60° à 70° (fig. 9 et 10). Les plongements des axes de plis

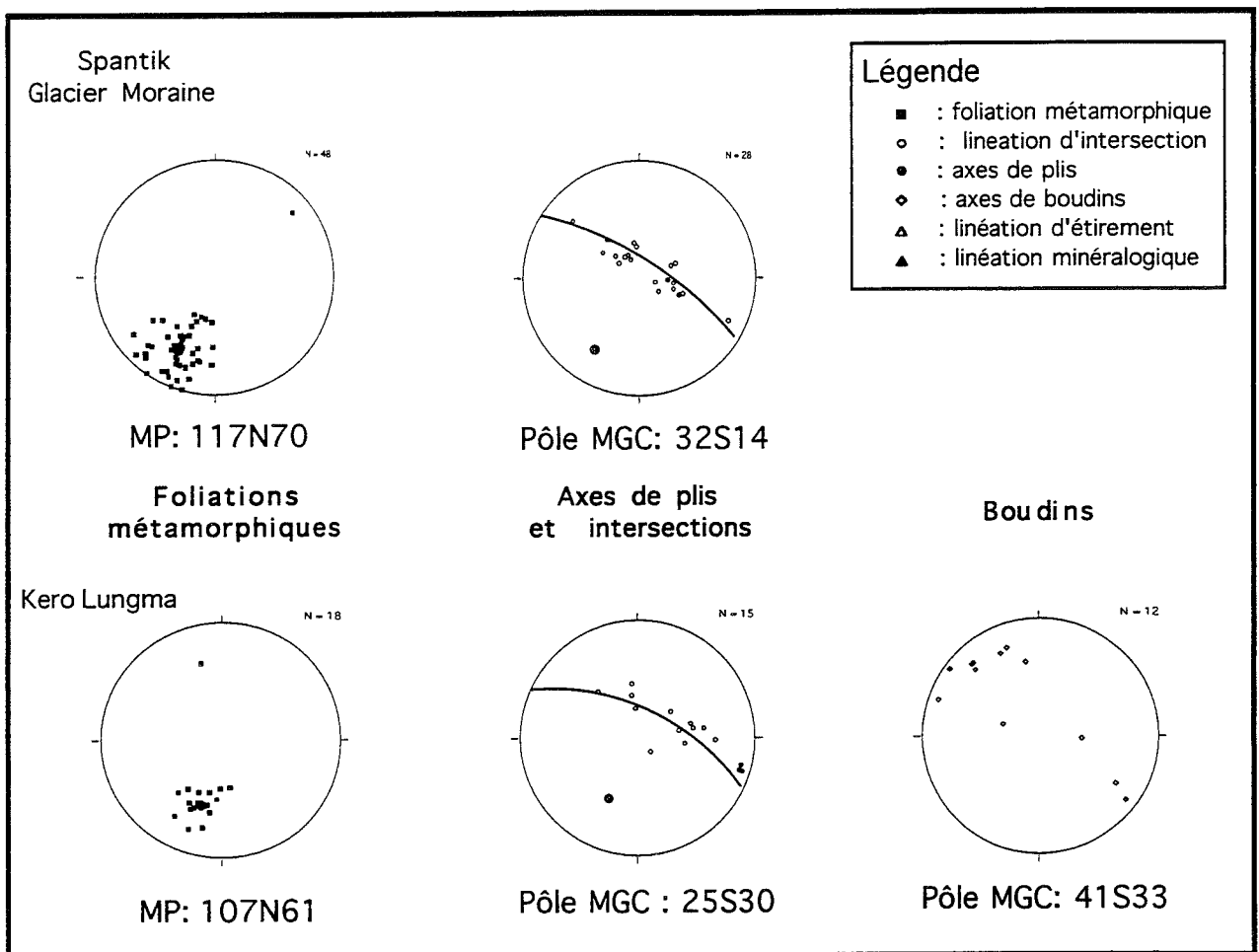


FIG. 9 - Stéréogrammes de mesures structurales représentatifs des plis isoclinaux D1 (Wulff, hémisphère inférieur). Sm: schistosité métamorphique; LS-S: linéation d'intersection; LB: axe de pli; MP: meilleur plan calculé; MGC: meilleur grand cercle passant par les points.

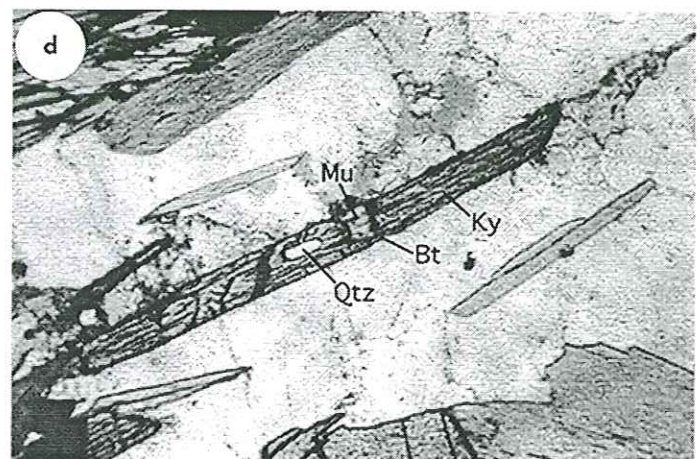
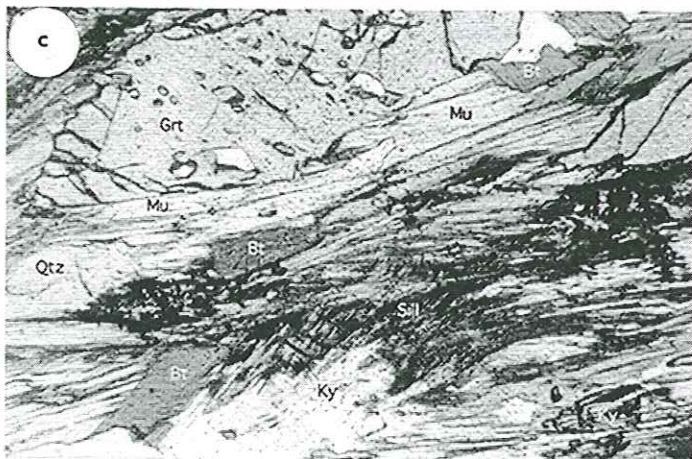
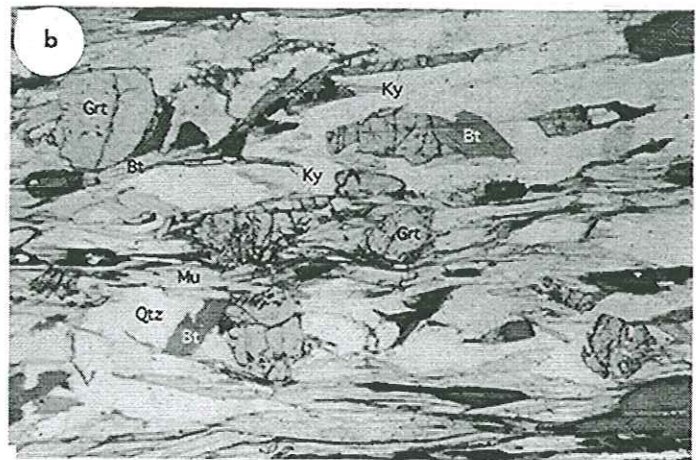
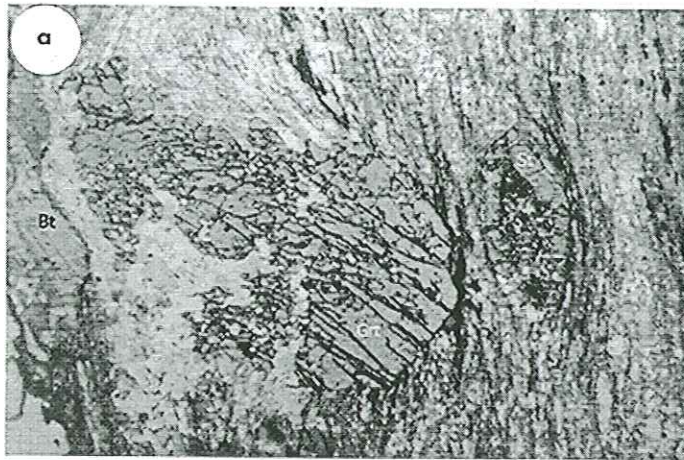


PLANCHE - 6 - Microphotographies de lames minces montrant l'évolution tectonométamorphique dans le complexe métamorphique du Karakorum.
 - **a** - TK708, micaschiste à Bt-Mu-Qtz-Pl-Gr-St des formations métasédimentaires. Les bordures des porphyroblastes de grenat et de staurotide sont syntectoniques de la foliation principale soulignée par les micas. - **b** - TK817, paragenèse à Qtz-Pl-Bt-Mu-Gr-Ky liée à l'événement D1 dans un paragneiss de la Basha. - **c** - TK817, développement de sillimanite fibrolitique à partir des biotites et du disthène, lié à la phase de formation des dômes D2. Les trois précédentes photos représentent une longueur de 2,9 mm sur la lame mince. - **d** - TK817, tronçonnement du disthène lié à la phase D2 (détail de la photo 28). - **e** - TK713, développement de chloritoïde tardif dans un micaschiste à Bt-Mu-Qtz-Pl-Gr-St.

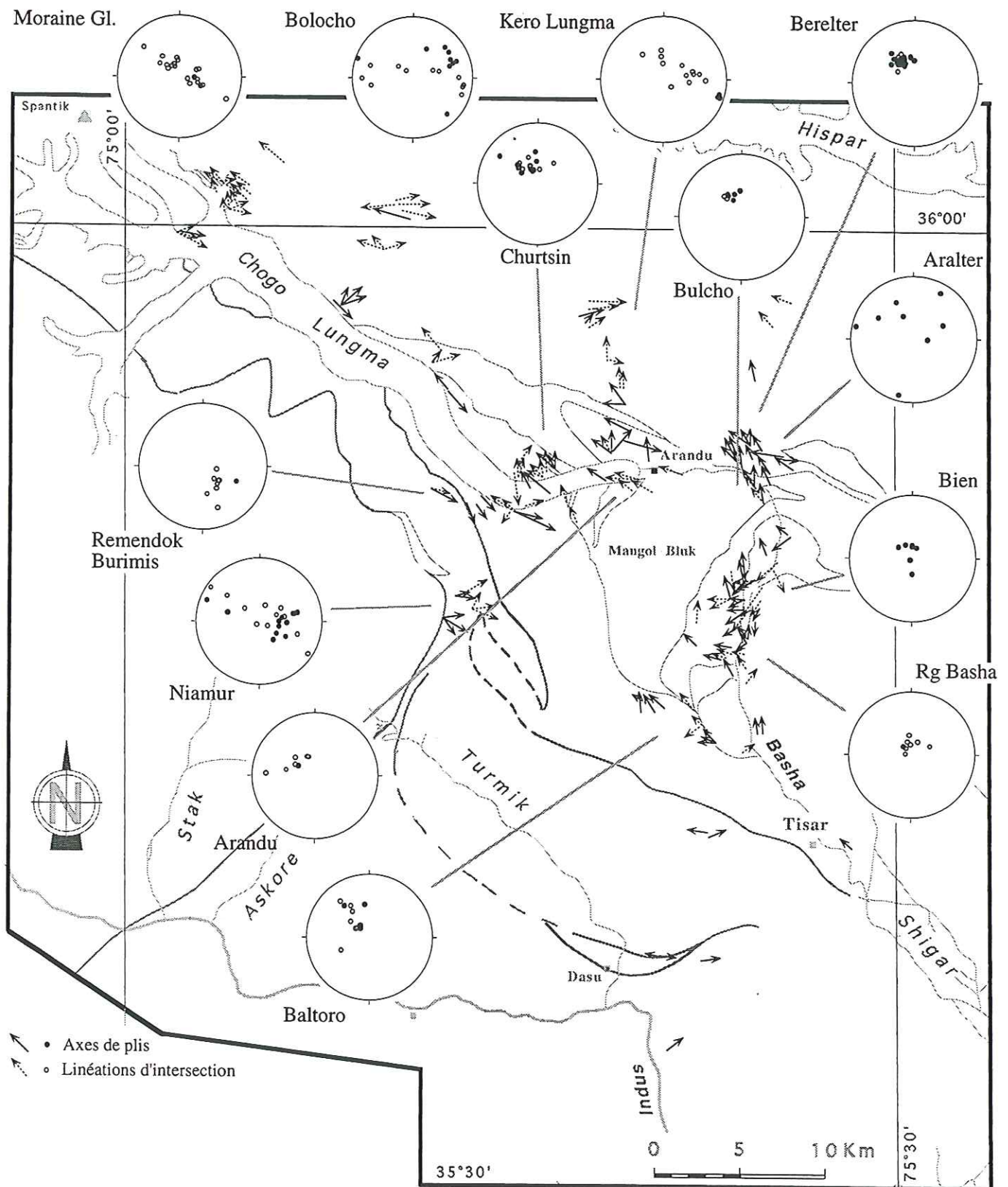


FIG. 10 - Carte des linéations d'intersections et des axes plis et projections stéréographiques par secteur (Wulff, hémisphère inférieur).

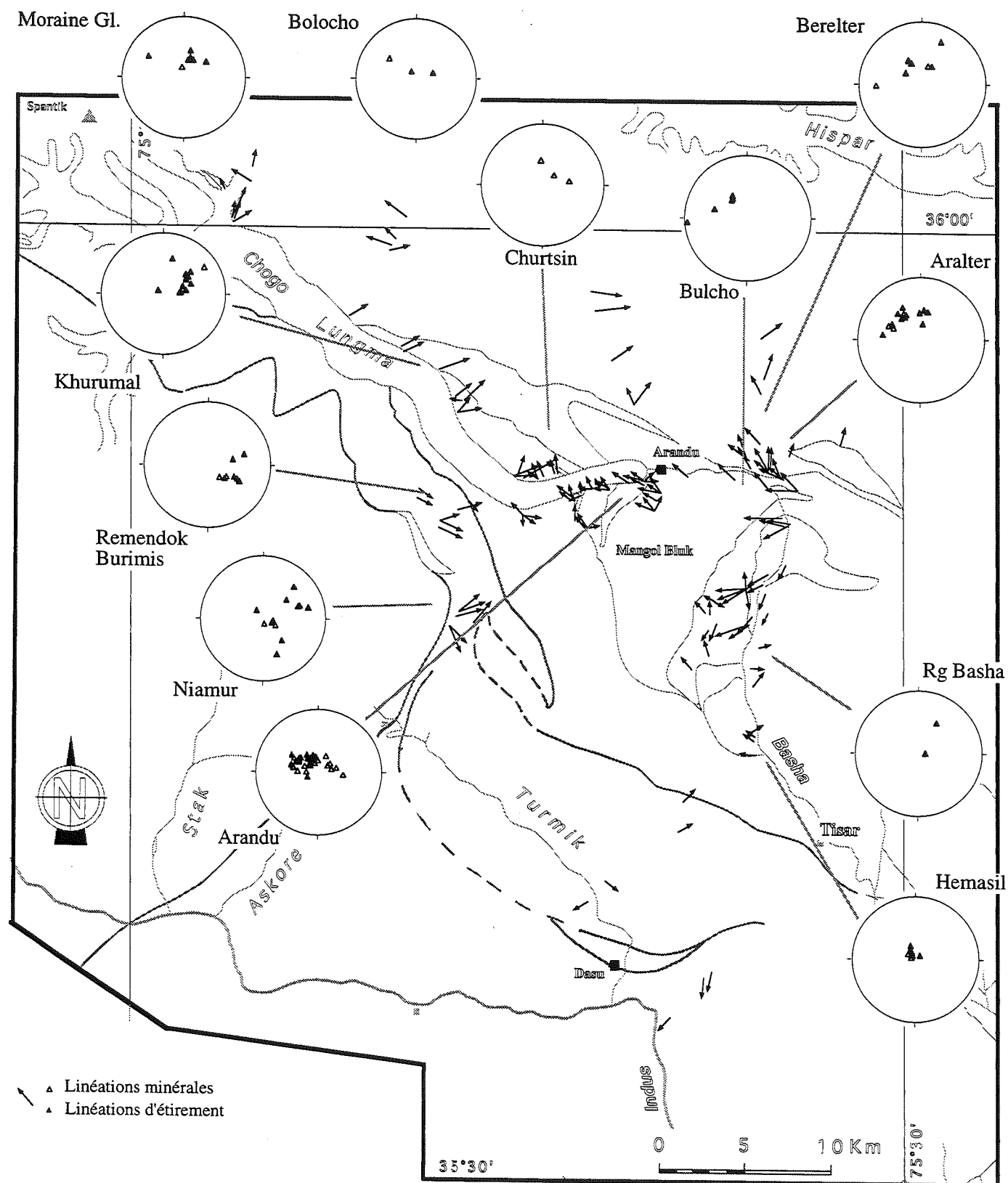


FIG. 11 - Carte des linéations minérales et d'étirement et projections stéréographiques par secteur (Wulff, hémisphère inférieur).

sont dispersés dans le plan axial (plis d'échelle pluri-kilométrique à axe courbe), mais restent généralement forts (pitch de 70°NW à 60°SE). Une telle géométrie rappelle celle des plis en fourreau se développant dans les zones de cisaillement ductile. Cependant, dans le cas qui nous concerne, les critères de cisaillement sont rares et souvent contradictoires. D'autre part, la dispersion des axes de boudins dans le plan d'aplatissement (fig. 9) et la présence d'enclaves biotitiques aplaties de section circulaire telles que celles observées dans l'orthogneiss d'Aralter (Pl. 7 - Ph. a) supposent un régime principalement en aplatissement. Ces différentes observations suggèrent donc que ces plis se sont formés en réponse à un fort aplatissement dans un régime de déformation hétérogène avec extrusion verticale possible du matériel pincé. Un tel type de déformation évoque beaucoup le système de plis décrit à Bourg d'Oisans (Alpes Françaises) par Gratier et Vialon [1980].

Dans ce secteur Nord, où la phase D1 est bien préservée, les linéations minérales et d'étirement sont également rares et difficiles à définir. Le terme de linéation minérale a été utilisé lorsque la ligne était matérialisée par l'allongement des minéraux synmétamorphes (ex.: des amphiboles). Le terme de linéation d'étirement a été utilisé lorsque des indices d'étirement étaient observables (ex.: ombres de pression, allongement et/ou tronçonnement d'objets).

En fait, dans le cas qui nous concerne, ces deux familles de linéations ont des orientations toujours très voisines. Ceci peut s'expliquer par le fait que la déformation observée est synmétamorphe. Il y a donc étirement des phases minérales (ou des autres objets) préexistantes en même temps que néoformation de nouvelles phases selon la direction d'étirement. Par conséquent, nous avons regroupé ces deux types de linéations sur une seule carte (fig. 11). On observe deux types de distribution: des linéations parallèles aux axes de plis et aux linéations d'intersections, avec des plongements variables dans le plan d'aplatissement; d'autres, plus nombreuses, avec un plongement systématique dans le quadrant N-E (linéations à peu près aval-pendage). Ceci montre qu'une composante de type faille inverse peut être associée à l'aplatissement dominant. En fait, les critères de cisaillement ne montrent pas un sens de dissymétrie préférentiel très net.

Du point de vue pétrographique, la foliation principale est généralement soulignée par la biotite, la muscovite et, localement, par des rubanements de quartz. Dans les gneiss de la Basha, la paragenèse est à Qtz-Pl-Bt-Mu-Grt-Ky (Pl. 6 - Ph. b) avec un grenat très riche en almandin (Alm₇₃ à Alm₈₀, tab. 4). Plus vers l'Ouest, dans les formations métasédimentaires, le disthène ne se développe jamais, mais la paragenèse contient de la staurotide. Les échantillons plus calciques présentent une paragenèse à Qtz-Pl-Bt-Hb-Grt, avec un grenat lui aussi plus calcique et moins ferrifère (Grs₂₀ à Grs₃₇ et Alm_{43,5} à Alm_{63,5}, tab. 4). La blastèse du grenat (et parfois de la staurotide) se caractérise par une surcroissance autour de coeurs plus anciens dans une évolution prograde (cf. § III-4). Des inclusions de quartz et d'opakes, marquant la foliation S1 dans les bordures des grenats et la présence de parenthèses de pression-dissolution se développant perpendiculairement à la direction d'aplatissement autour de ceux-ci témoignent du caractère syncinématique de cette blastèse (Pl. 6 - Ph. a).

3.c. La phase de formation des dômes - D2 -

Le second événement tectonométamorphique (D2) se caractérise par le développement de structures en dômes (fig. 12) déformant les plis isoclinaux D1 (fig. 13 et Pl. 7 - Ph. b) et dessinées par la réorganisation de la schistosité principale S1 (fig. 14). Les principaux dômes du secteur sont ceux du Mangol Bluk, allongé N140°E, de Bukpun et d'Aralter, d'allongement N110°E et d'Hemasil, syénitique, également allongé N140°E. Leur géométrie peut être approchée par une surface conique (plis coniques), ce type de géométrie étant une caractéristique des structures en dômes et bassins [ex.: Nicol, 1993]. Les surfaces coniques se caractérisent sur les stéréogrammes par une distribution des pôles de plans (ici les schistosités) selon un petit cercle. Le calcul du meilleur petit cercle passant par une série de points donnée permet d'obtenir la valeur de l'angle apical du cône passant par ces points ainsi que la direction de son axe (fig. 15).

Les cônes correspondant aux dômes étudiés ont des angles apicaux variant de 70° à 85° et des axes plongeant de 35° à 50° vers l'Ouest ou le Nord-Ouest

Ech.	Gneiss à Bt-Mu				Micaschistes		Gneiss amphiboliques			
	TK415	TK817	TK846	TK899	TK708	TK713	TK339	TK409	TK466	TK824
Alm	80	77	69	73	74	80	57,5	43,5	63	63,5
Pyr	14	13	17	12	12	14	11	5,5	9	13
Grs	2	3	13	5	10	3,5	23	37	22	20
Sps	1	4,5	0,3	7	1	1	4	10	2	2
Anr	3	2	1	2,5	3	1,5	4,5	4	3,5	1,5

TAB. 4 - Composition moyenne des grenats analysés, en %. Les gneiss à Bt-Mu proviennent essentiellement des paragneiss de la Basha. Les deux micaschistes proviennent des formations métasédimentaires du secteur de Kurumal. Les gneiss amphiboliques sont issus des dômes de gneiss du Mangol Bluk et de Bukpun. Cf. fig. 17 pour les localisations.

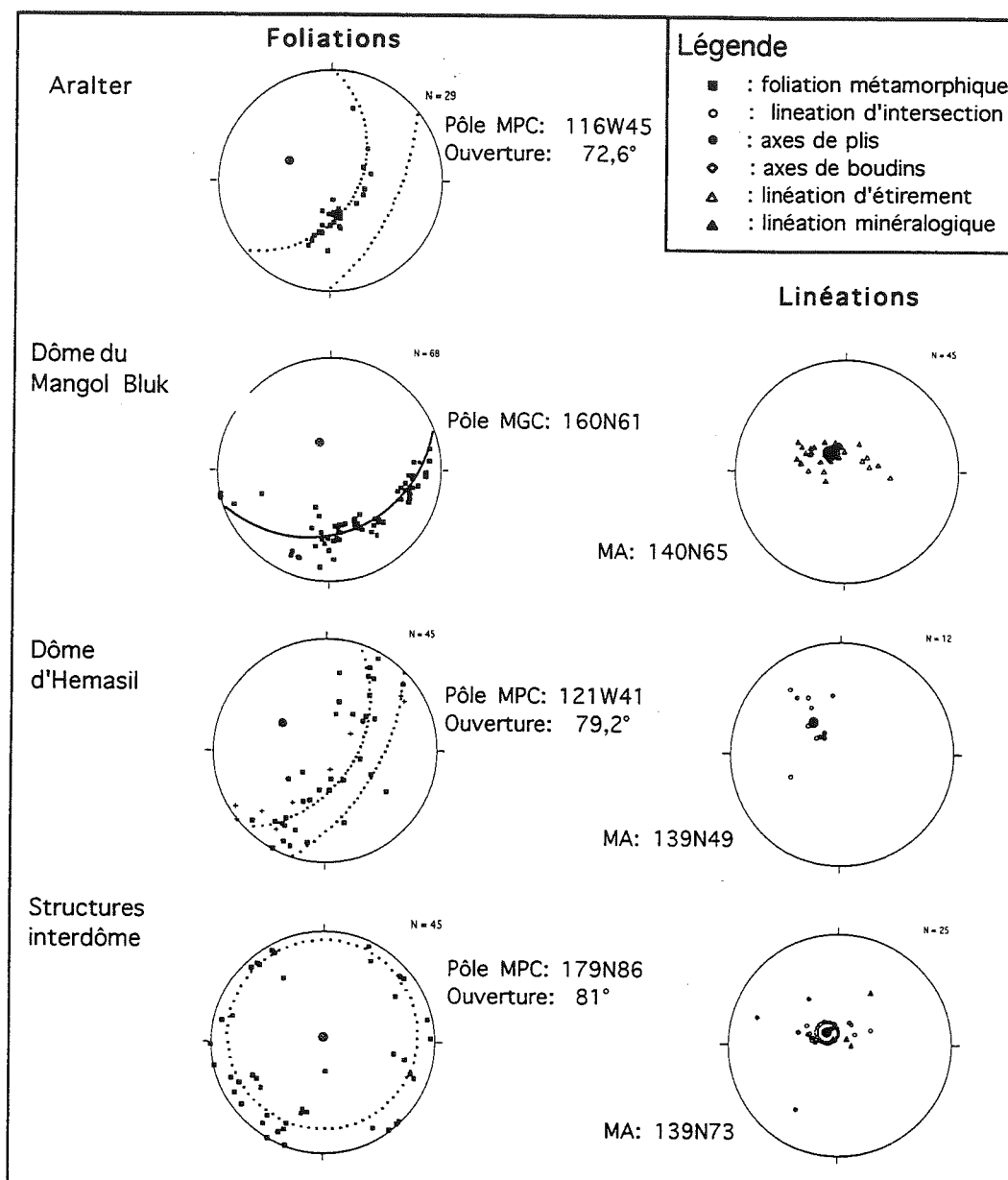


FIG. 12 - Stéréogrammes de mesures structurales représentatifs des déformations D2 (Wulff, hémisphère inférieur). MA: meilleur axe calculé; MGC: meilleur grand cercle passant par les pôles de foliation; MPC: meilleur petit cercle passant par les pôles de foliation.

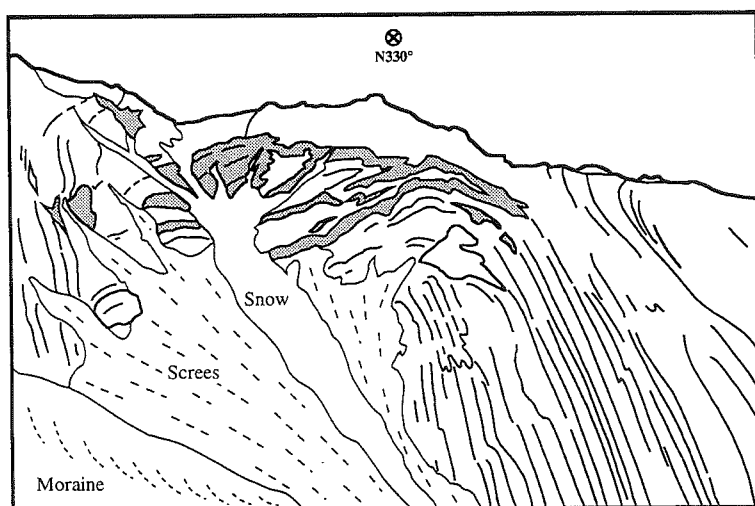


FIG. 13 - Plis isoclinaux D1 replissés dans le cœur du dôme D2 du Mangol Bluk. Figure correspondant à la photo b de la planche 7. En gris: niveaux de paragneiss dans les orthogneiss dominants. Vers la droite en dehors de l'image la schistosité métamorphique se verticalise (valeurs représentatives: 157° 84°W; 168° 80°W).

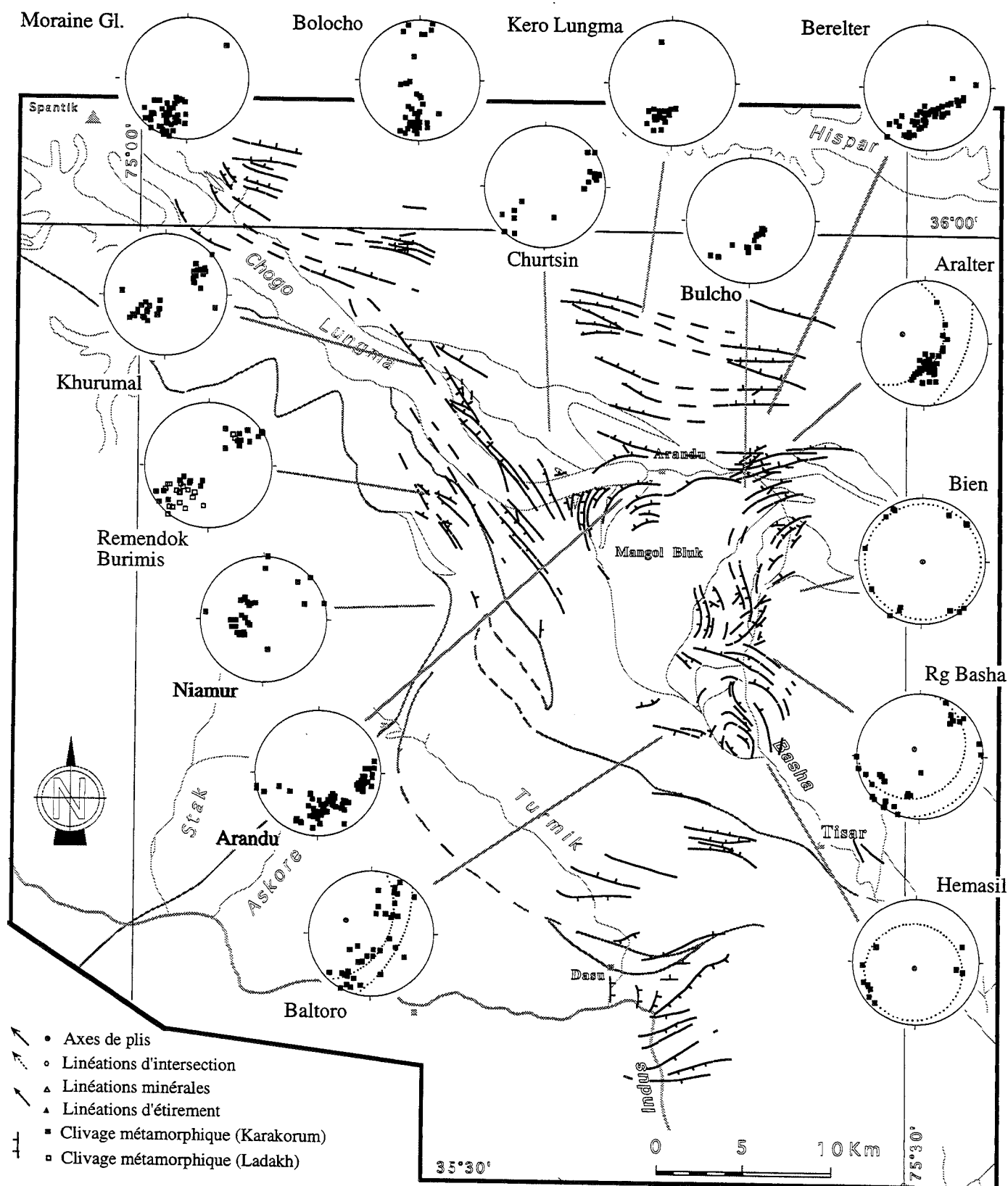


FIG. 14 - Carte de trajectoires de foliations métamorphiques et projections stéréographiques par secteur (Wulff, hémisphère inférieur).

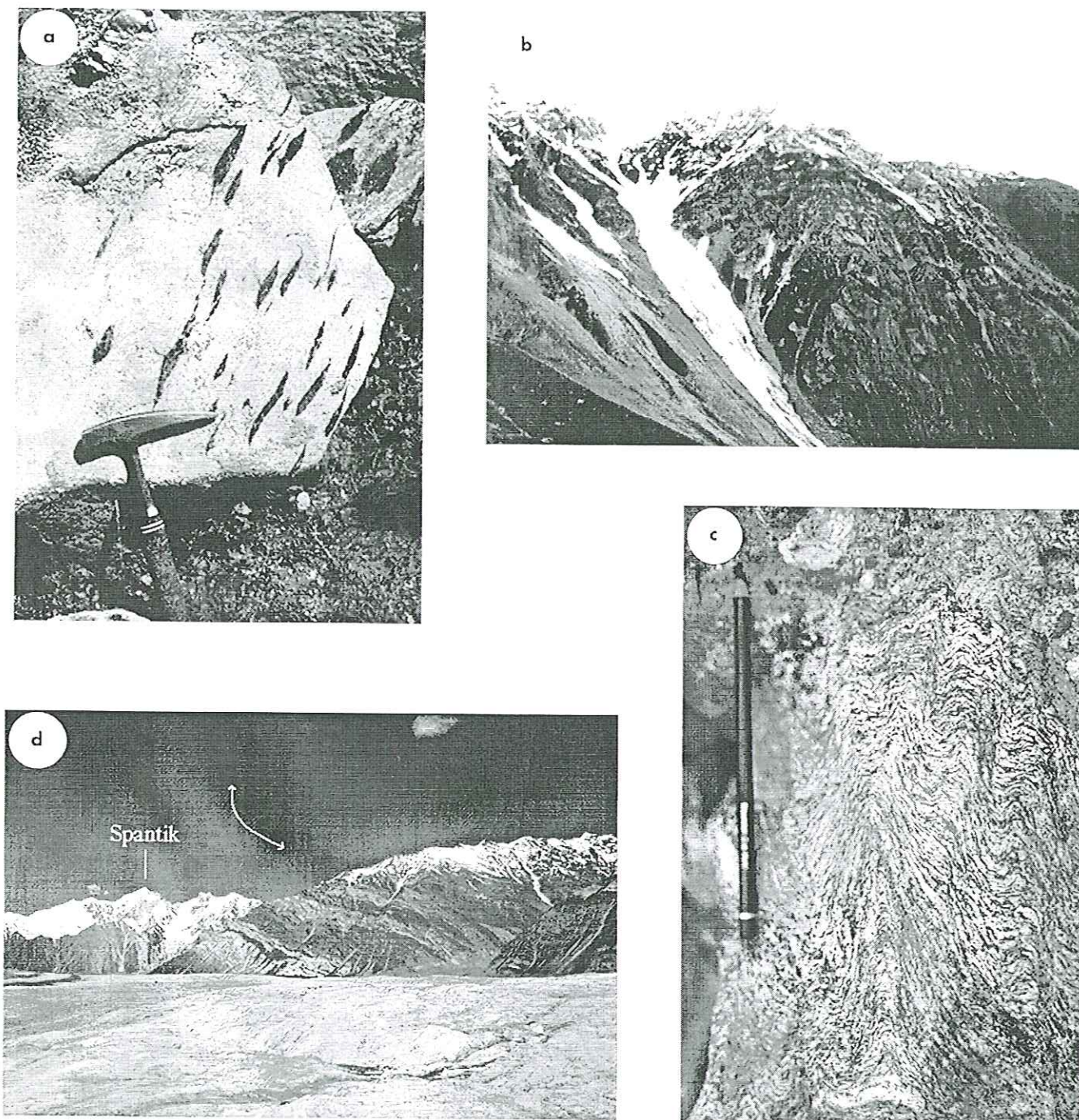


PLANCHE 7 - a - Enclaves biotitiques microgrenues aplaties dans la granodiorite orthogneissifiée d'Aralter. Le rapport d'aplatissement est de 10/1.
 - b - plis isoclinaux D1 replissés dans le cœur du dôme D2 du Mangol Bluk. - c - Clivage de crénulation tardi-D2 dans les dômes de gneiss. Ces zones crénulées peuvent correspondre à des couloirs pluridécamétriques en rive gauche de la Basha entre les villages de Bien et Zil. - d - Le pli du Spantik correspondant à de larges ondulations tardives.

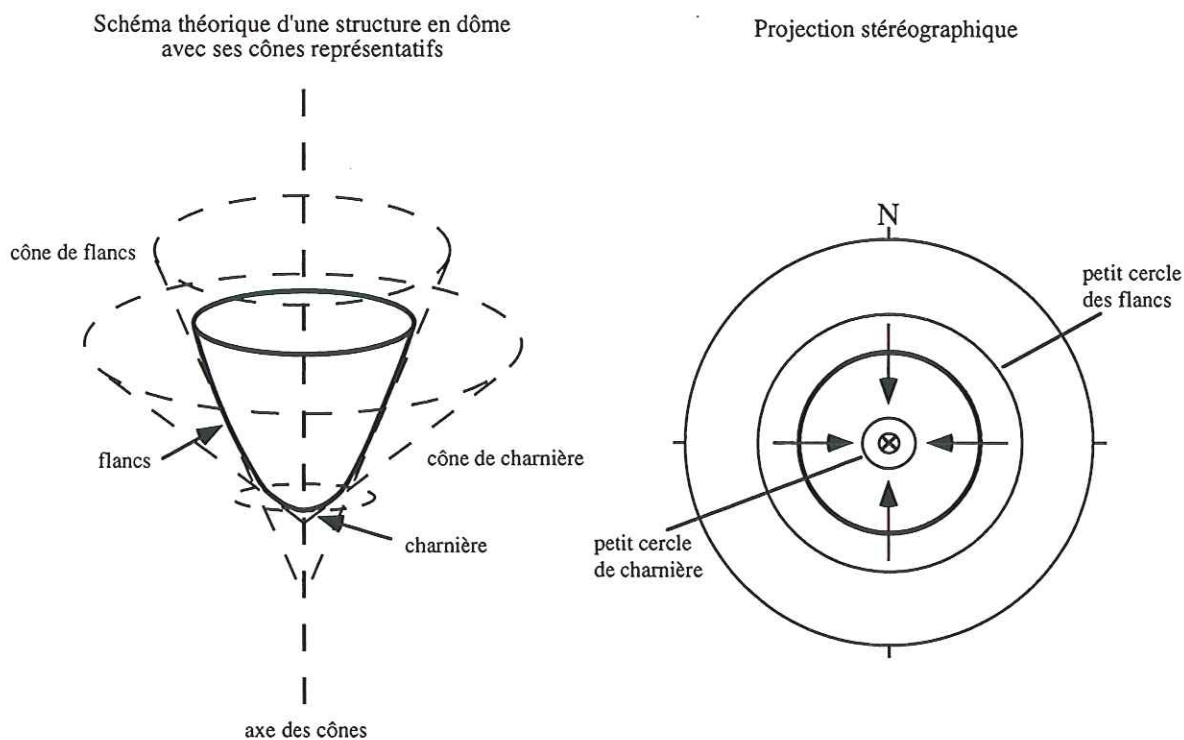


FIG. 15 - Schéma théorique d'une structure en dôme avec ses cônes représentatifs. D'après Nicol [1993].

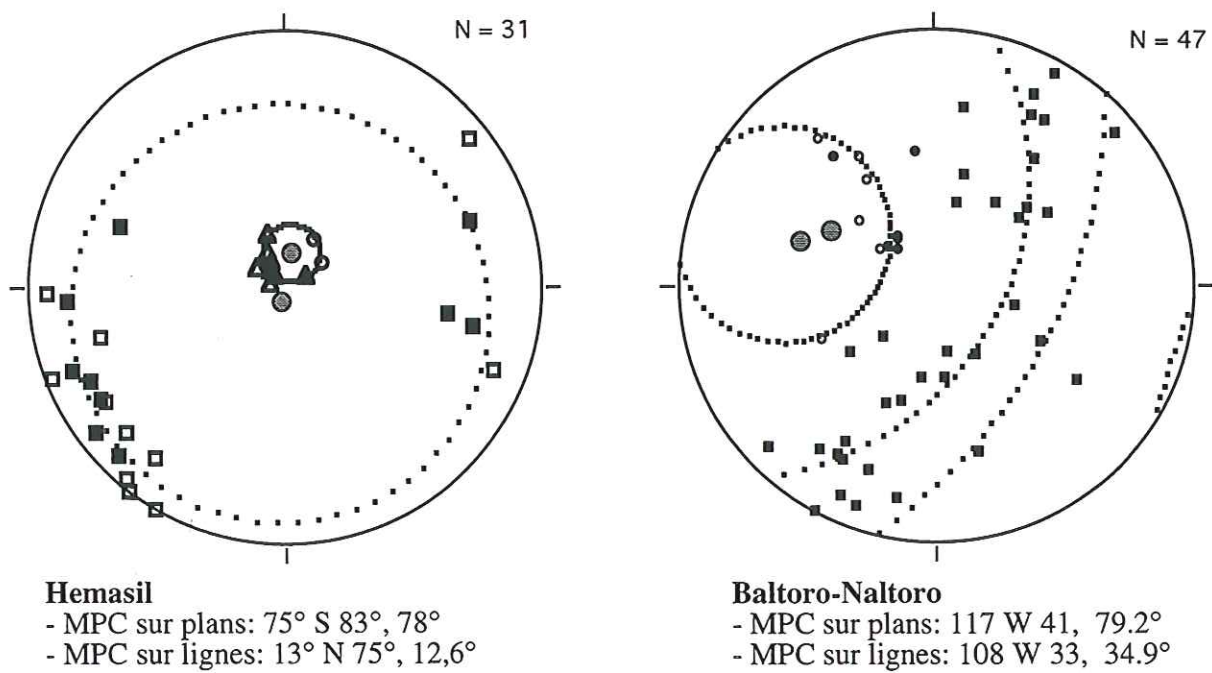


FIG. 16 - Stéréogrammes de mesures structurales des secteurs d'Hemasil et de Baltoro-Naltoro. Les petits cercles calculés à partir des foliations d'une part et des linéations d'autre part sont reportés sur les stéréogrammes. MPC: Meilleur Petit Cercle.

(fig. 12). D'autre part, dans le secteur de Niesolo (vallée de la Basha), une structure interdôme, conique, à axe subvertical et angle apical compris entre 74° et 85° , se dessine (fig. 12 et annexe 3: Bien et Hemasil). Enfin, lorsqu'on s'éloigne des dômes de gneiss, les structures reprennent une géométrie plus cylindrique: on observe alors de larges plis ouverts de direction N110°E à N160°E caractérisés sur les stéréogrammes par une distribution des pôles de plan de schistosité selon un grand cercle.

Dans le secteur des dômes, il est généralement impossible de définir la part des linéations héritées de D1 et de celles liées à D2. L'image en carte est confuse et aucune hiérarchie cohérente n'apparaît (fig. 10 et 11). On note cependant, lorsqu'on reporte les données sur stéréogrammes pour un secteur donné, que les meilleurs axes calculés à partir des axes de plis et des linéations d'intersection sont souvent confondus ou proches des pôles des meilleurs petits cercles calculés à partir de la foliation (cf. stéréogrammes de mesures structurales - annexe 2).

Parfois, comme pour la syénite d'Hemasil et le secteur d'Aralter, les linéations minérales et d'étirement présentent la même caractéristique. En fait, il est possible dans ce cas de calculer un petit cercle passant par ces points avec un angle apical très petit dont la direction est proche de celle calculée à partir des foliations (fig. 16). Ces linéations minérales et d'étirement qui se disposent parallèlement à la direction d'allongement de l'ellipsoïde de déformation sont donc contemporaines de D2. Dans les autres secteurs, il n'est pas possible d'observer une telle distribution, les lignes présentant une certaine dispersion. On peut alors raisonnablement supposer qu'il s'agit de structures linéaires héritées de D1. Enfin, si la déformation D2 ne se marque pas en général par des structures mésoscopiques particulières, elle est cependant accompagnée localement et dans ses étapes tardives par un clivage de crénulation (Pl. 7 - Ph. c).

Du point de vue pétrographique on observe une déformation (cisaillement, boudinage) des minéraux M1 qui s'accompagne, dans les gneiss pélitiques de la Basha, du développement de sillimanite fibrolitique à partir de la biotite ou, plus rarement, du disthène (Pl. 6 - Ph. c). De la muscovite et de la biotite peuvent apparaître dans les fractures de disthènes tronçonnés (Pl. 6 - Ph. d). Enfin, la zonation chimique des grenats associés à la sillimanite présente une évolution rétrograde en bordure (cf. § III-4).

Ces déformations et recristallisations au sein de la paragenèse minérale sont nécessairement liées à un événement tectonometamorphique majeur, postérieur à la phase de plis isoclinaux D1, qui doit se manifester au niveau des structures régionales. Les seules structures de cette ampleur observables dans le secteur étant les dômes D2, on doit donc leur associer la paragenèse à sillimanite dans une évolution métamorphique M2.

3.d. Les déformations tardives et le métamorphisme rétrograde

Le dernier événement tectonique observé dans le secteur correspond à de larges ondulations telles que le pli du Spantik (Pl. 7 - Ph. d), marquées par des plis ouverts qui affectent la crénulation D2.

La partie rétrograde de l'évolution métamorphique se caractérise par le développement de porphyroblastes de chloritoïde (Pl. 6 - Ph. e) suivi de chlorite et correspond à une évolution vers le faciès schiste vert. Le chloritoïde, parfois subautomorphe, recoupe la foliation principale à biotite-muscovite ou croît au contact du grenat ou du staurotide. La chlorite, quant à elle, se développe sur le grenat et la biotite. Des intercroissances de chlorite et de chloritoïde ont été observées, phénomène interprété par Banfield *et al.* [1989] comme une rétromorphose de chloritoïde en chlorite.

4. - CHIMIE DES MINÉRAUX ET THERMOBAROMÉTRIE

4.a. Chimie des minéraux

Les minéraux analysés proviennent de trois types de lithologie: (i) des gneiss amphiboliques à Qtz-Pl-Grt-Bt-Am provenant des formations de gneiss des secteurs de Bukpun et de la Basha (éch. TK339-409-466-824); (ii) des gneiss à Qtz-Pl-Grt-Bt-Mu±SiAl, correspondant aux termes paradérivés des formations de la Basha (éch. TK415-817-846-899); et (iii) des micaschistes à Qtz-Pl-Grt-Bt-Mu±St échantillonnés dans les formations métasédimentaires en bordure du dôme de Bukpun (éch. TK708-713) (fig. 17). Les assemblages minéralogiques de chaque échantillon sont présentés dans le tableau 5.

Les gneiss à Qtz-Pl-Grt-Bt-Am (TK339-409-466-824)

Le grenat est un almandin (Alm_{43} à Alm_{64}) avec de fortes teneurs en grossulaire (Grs_{22} à Grs_{37}) et des teneurs en spessartine variables (Sps_2 à Sps_{10}). Il ne présente généralement pas de variations significatives entre le cœur et la bordure des cristaux (moins de 3-4%) dont la taille peut atteindre 1,5 mm de diamètre (fig. 18 -TK339-466-824). La biotite, relativement titanifère (jusqu'à 4% TiO_2) a un rapport X_{Mg} généralement compris entre 0,4 et 0,5. On n'observe aucune variation significative en composition entre les biotites de la matrice et celles située au contact des grenats. Dans TK824, des inclusions de biotite dans le grenat, toujours titanifère mais avec des teneurs en magnésium plus basses ($X_{\text{Mg}} = 0,35$), indiquent une faible décroissance de température pendant la croissance du grenat (tab. 6). L'amphibole est une hornblende (pargasite ou ferropargasite, cf. annexe 3) avec un X_{Mg} de 0,38 à 0,56 selon les échantillons. Sa composition est homogène dans chaque échantillon. La teneur en Al^{IV} est relativement élevée (1,24 - 1,86 atomes pour 13 cations) avec une

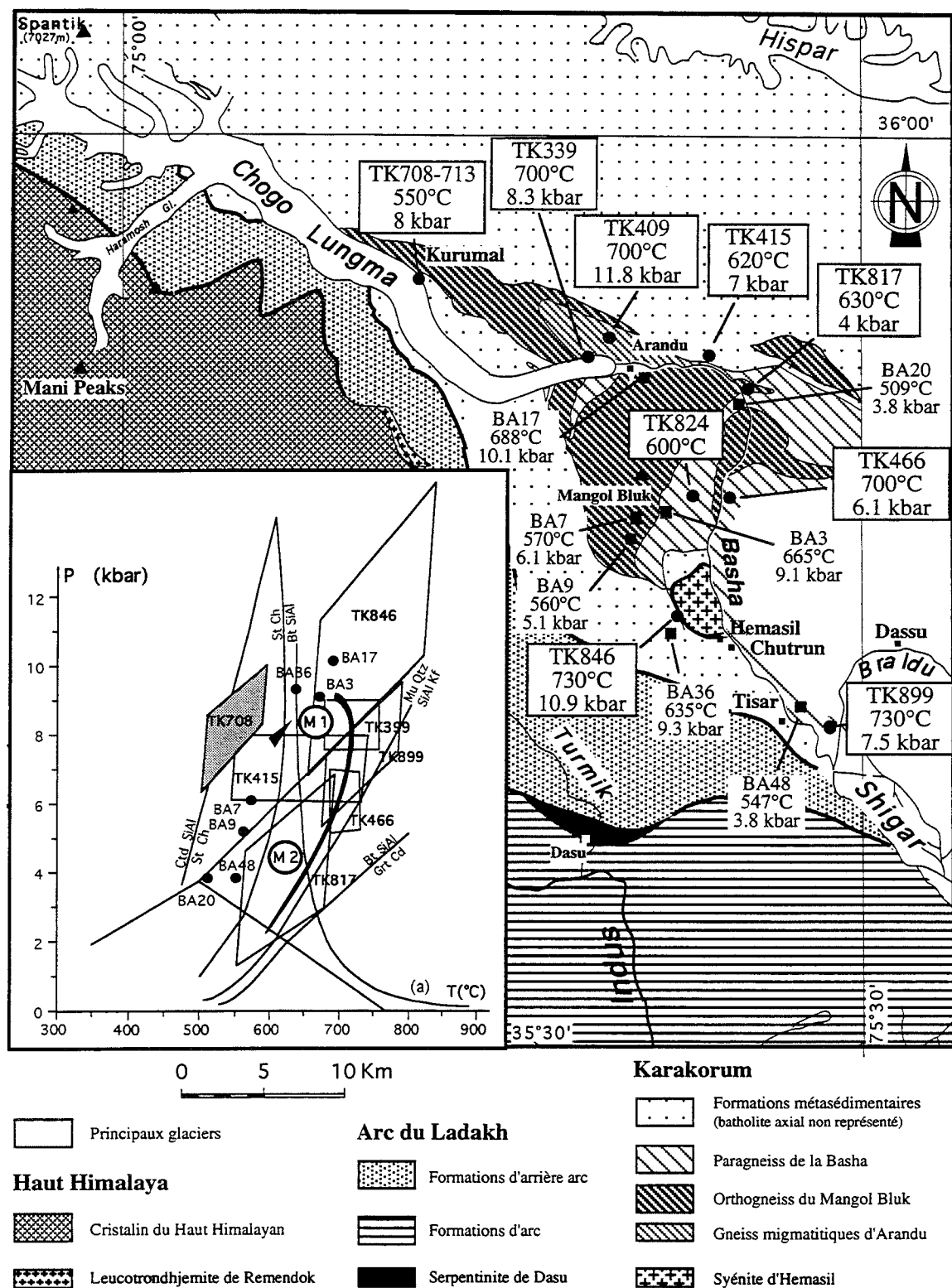


FIG. 17 - Localisation des échantillons avec leurs estimations P-T et diagramme P-T de l'ensemble des échantillons. Les données de Allen et Chamberlain [1991] sont également reportées (échantillons BA, points noirs sur le diagramme P-T). TK708 (en gris sur le diagramme), provient des formations métasédimentaires tandis que tous les autres sont issus des paragneiss de la Basha. La petite flèche correspond à l'évolution prograde supposée. (a): courbe de fusion des granites à $X_{H_2O} = 1$ [Ebadi et Johannes, 1991]. Courbes de réaction des silicates d'alumine tirées de Holdaway [1971]. Autres courbes de réaction tirées de Spear et Cheney [1989].

moyenne de 1,7, et celle en Al^{VI} est comprise entre 0,51 atomes pour TK466 et 1,02 atomes pour TK824. La teneur en Ti est faible à modérée (0 - 0,19 atomes). La teneur en Na dans le site M4 est généralement faible (0 à 0,11 atomes pour TK409 et 0,19 à 0,38 atomes pour TK466) et la teneur en (Na + K) dans le site M0-1 va de 0,40 atomes pour TK339 à 0,70 pour TK409. Le plagioclase est généralement homogène dans chaque échantillon. C'est un oligoclase-andésine pour TK409-339-824, mais pour TK466 c'est une bytownite. Seul TK339 présente une faible zonation avec une croissance suivie d'une décroissance de la teneur en An. De très petits cristaux de muscovite phengitique ont été observés dans une bytownite de TK466.

Les gneiss à Qtz-Pl-Grt-Bt-Mu±SiAl (TK415-817-846-899)

Ces échantillons proviennent de la formation des paragneiss de la Basha. Dans tous les échantillons, le grenat est très riche en almandin (Alm_{69} à Alm_{80}). Les zonations chimiques à travers les grenats nous permettent de considérer diverses évolutions parmi les échantillons. Dans les paragenèses à disthène et sans sillimanite (TK415-846), la bordure présente une augmentation de la teneur en pyrope associée à une diminution en spessartine, suggérant une montée en température durant la croissance du grenat. Dans les autres échantillons, où la sillimanite apparaît (TK817-899, fig. 18), la bordure présente une diminution de la teneur en pyrope associée à une augmentation de la spessartine, suggérant une évolution rétrograde de la bordure. La biotite montre des variations en composi-

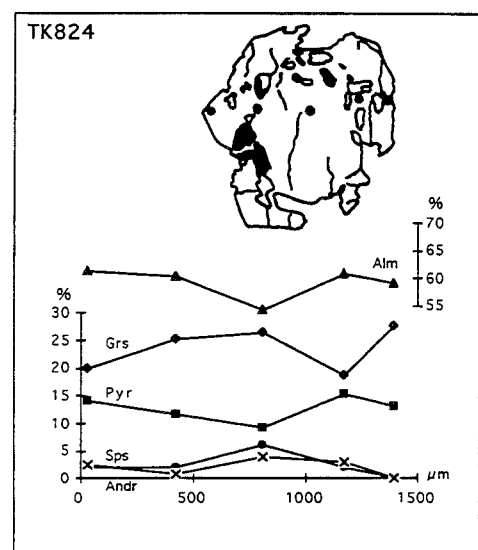
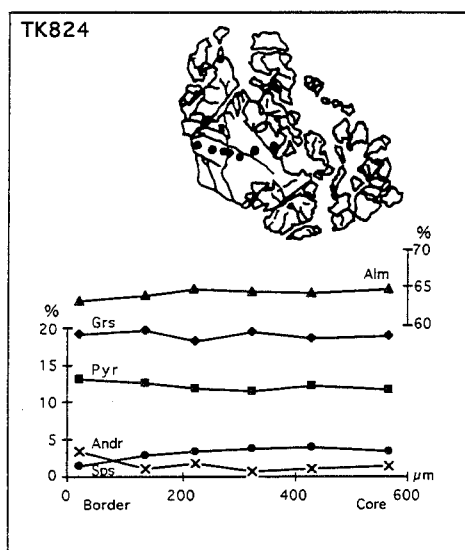
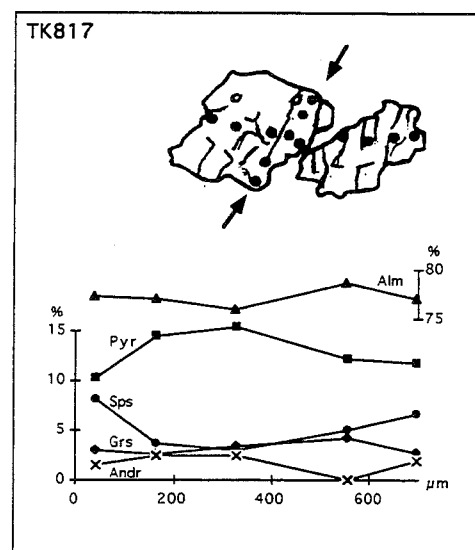
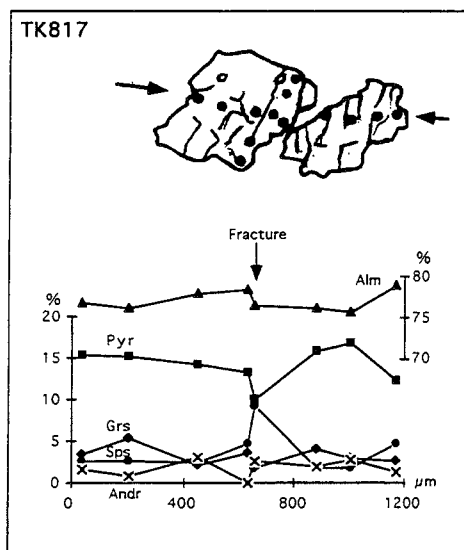
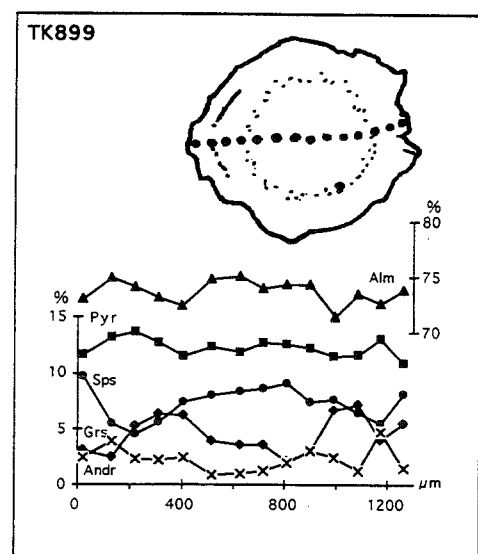
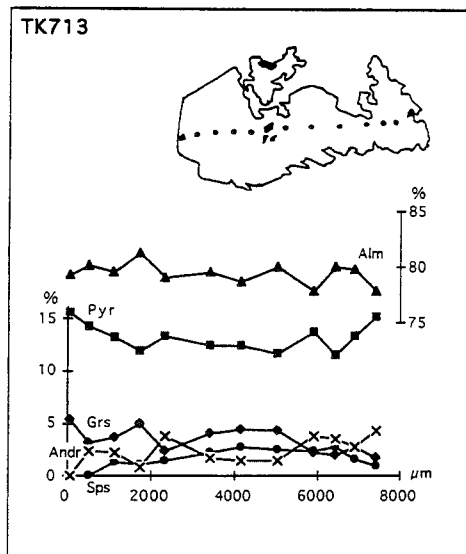
tion d'un échantillon à l'autre. Elle est généralement moyennement titanifère (1,5 à 2% et jusqu'à 3% de TiO_2 pour TK899). En fonction des échantillons, le X_{Mg} peut varier de 0,43 à 0,54. TK817 présente des inclusions de biotite dans le grenat plus riches en Mg que les biotites de la matrice ($X_{Mg} = 0,56$ pour 0,43 respectivement). Dans TK846 la biotite de la matrice est légèrement plus magnésienne que celle située au contact du grenat ($X_{Mg} = 0,54$ et 0,51 respectivement). La muscovite, dans tous les échantillons présente de faibles teneurs en molécule de phengite avec Si = 6,12 à 6,15 atomes pour 22 oxygènes. Elle est légèrement ferromagnésienne et paragonitique (0,13 - 0,16 paragonite). Le plagioclase, excepté dans TK899, où il est légèrement plus riche en anorthite sur la bordure (An_{16} à An_{22}), est homogène: oligoclase (An_{25} - An_{28}) ou andésine (An_{30} - An_{37} , TK846).

Les micaschistes à Qtz-Pl-Grt-Bt-Mu±St (TK708-713)

Ces deux échantillons proviennent des formations métasédimentaires sur la rive Nord du Chogo Lungma. Le grenat est riche en almandin (Alm_{74} à Alm_{80}), avec de faibles teneurs en spessartine et des quantités variables de grossulaire ($Grs_{3,5}$ à Grs_{10}). Des coupes géochimiques de grenats montrent que la bordure est déprimée en spessartine et enrichie en pyrope, suggérant une augmentation de température durant la croissance du grenat (fig. 18). Le coeur présente une forte zonation, avec des teneurs en grossulaire plus basses que sur la bordure. La biotite a un X_{Mg} de 0,54 à 0,56 et des teneurs en TiO_2 moyennes (1,2 - 1,6%). Le plagioclase est homogène, c'est un oligoclase (An_{25}). La muscovite

N° Ech	TK339	TK409	TK415	TK466	TK708	TK713	TK817	TK824	TK846	TK899
Qtz	xxxxxx	xxx	xxxxx	xxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx
Pl	xxxx	xxxxxxx	xxx	xxxxx			xxx	xxxx	xx	xxxx
Grt	xxxx	xxx	xxxx	xxxxx	xxxx	xxx	xxx	xxx	xxxx	xxx
Bt	xxx	xxxx	xxxx	xxx	xxxx	xxxxx	xxxxxx	xxxxx	xxxx	xxxx
Mu			xxxxx	a	xxx	xxxx	x		xxx	xxx
Am	xxxxxx	xxx		xxx				x		
St			xx			xxxx				
Ky		a	x				xxx	x	x	
Sill							xx			x
And					(x)	(x)				
Ru									a	
Ctd					a	x		a	a	
Ch	a	a	a	x		a	a	a	a	a
Ep	x	a			a	a			a	
Calc								a		
Sph	a	a	a					a	a	
Zr	a	a	a	a	a	a	a	a		a
Ap	a	a		a	a			a		
Tm					a	a			a	a
Op	a		a	a	a	a	a	a		

TAB. 5 - Paragneiss du KMC. Compositions minéralogiques des échantillons et proportions relatives de chaque phase minérale. x: 1-3%; xx: 3-5%; xxx: 5-10%; xxxx: 10-20%; xxxxx: 20-30%; xxxxxx: 30-40%; xxxxxxx: + de 40%; a: accessoire.



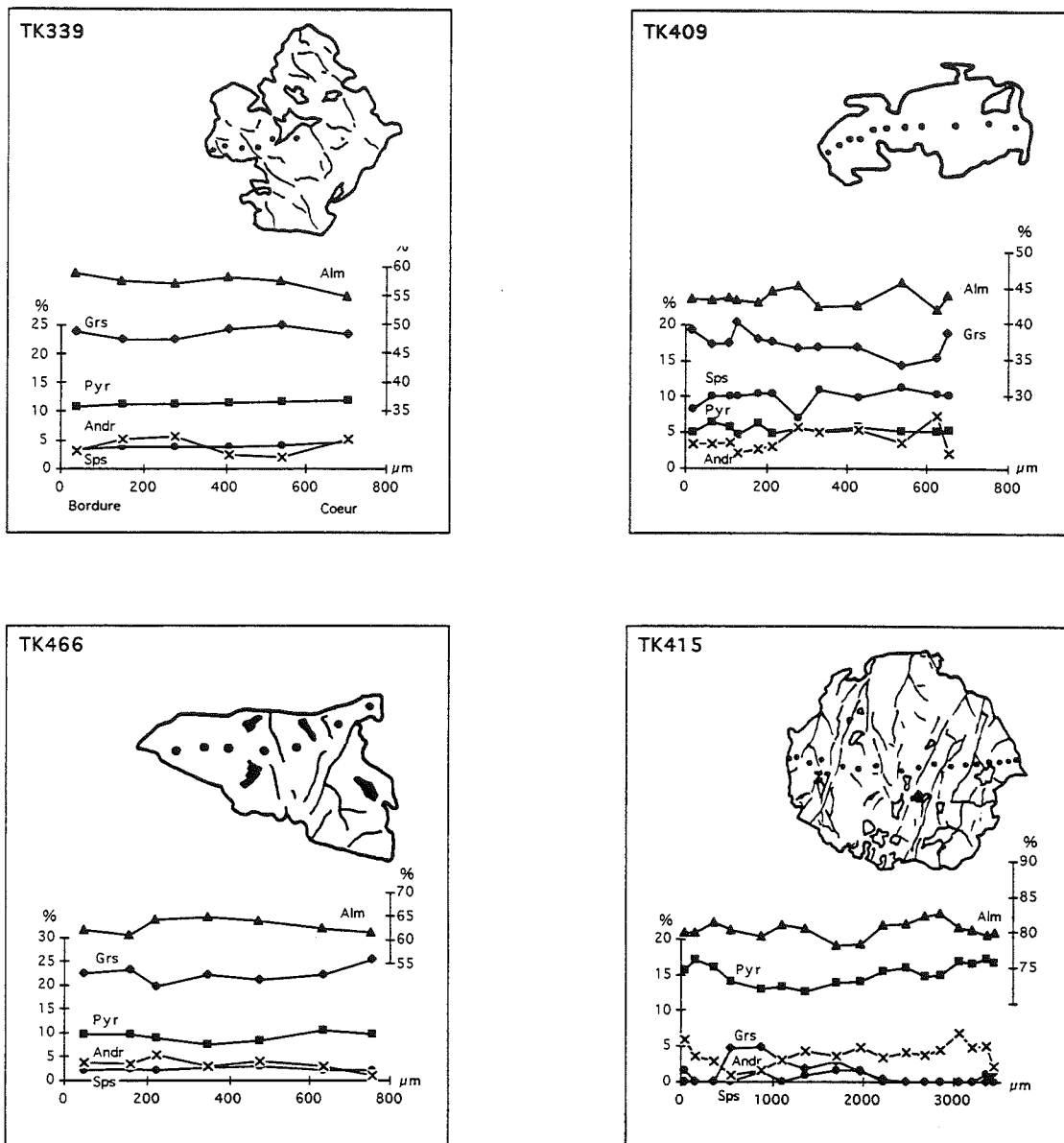


FIG. 18 - Coupes géochimiques de grenats. Cf. fig. 17 pour la localisation des échantillons et texte pour les interprétations. Alm: almandine; Pyr: pyrope; Sps: spessartine; Grs: grossulaire; Andr: andradite.

est très peu phengitique (Si = 6,07 - 6,26 atomes pour 22 oxygènes). Elle est légèrement ferromagnésienne et paragonitique (0,17 - 0,31 de paragonite). La staurotide est riche en fer avec un X_{Mg} de 0,20.

Les évolutions observées sur les grenats des gneiss à SiAl et des micaschistes à St (évolution prograde suivie d'une évolution rétrograde, ou simplement évolution rétrograde, fig. 18), sont en accord avec les données de la thermobarométrie présentées ci-après et nous permettent de contraindre le trajet P-T calculé (fig. 17).

4.b. Thermobarométrie

Les températures ont été estimées à l'aide du thermomètre Grt-Bt [Ferry et Spear, 1978; Hodges et Spear, 1982; Ganguly et Saxena, 1984] pour les métapélites et avec le thermomètre Grt-Hb [Graham et Powell, 1984] pour les gneiss amphibolitiques. Ces thermomètres sont basés sur les échanges Fe-Mg entre les deux minéraux. Les pressions ont été estimées à l'aide des baromètres Grt-Pl-SiAl-Qtz de Koziol [1989], Grt-Pl-Bt-Qtz de Hodges et Crowley [1985] calibré pour le pôle Fe, et Grt-Pl-Hb-Qtz de Kohn et Spear [1989]. Les analyses microsonde utilisées pour ces calculs sont fournies dans l'annexe 3. Les résultats sont synthétisés dans le Tableau 6 et reportés dans un diagramme P-T (fig. 17).

Les thermomètres Hodges et Spear [1982] et Ganguly et Saxena [1984] donnent des températures similaires avec une différence entre les moyennes généralement proches de la déviation standard calculée (2 à 8 paires par échantillon). Le thermomètre Ferry et Spear [1978] a été utilisé sur deux échantillons pour contrôle. Les températures calculées sont du même ordre de valeur. Pour trois des amphibolites, les températures calculées avec le thermomètre de Graham et Powell [1984] apparaissent relativement élevées. Cependant, elles sont similaires pour les deux échantillons provenant de la même localité (Arandu). De telles températures élevées ont également été obtenues sur deux échantillons de métapélites avec le thermo-

mètre Grt-Bt (cf. tab. 6), et quelques unes des températures fournies par Allen et Chamberlain [1991] sur ce secteur sont du même ordre de grandeur (échantillons BA17 et BA3, fig. 17). Ce point sera discuté un peu plus loin. Pour TK415, la large variation de température observée sur un seul cristal de grenat cisailé (entre 580 et 730°C) est liée à la localisation de la paire d'analyses Grt-Bt: soit dans une zone exposée aux contraintes tectoniques, soit dans une zone protégée (ombres de pression). Cette large gamme de température suggère soit que l'équilibre thermodynamique entre grenat et biotite n'est pas atteint dans cet échantillon, soit que le grenat a terminé sa cristallisation dans la zone protégée. Dans les deux échantillons de métapélites à staurotide (TK708-713), les températures de 560°C et 550°C respectivement calculées sont en accord avec le champ de stabilité connu de ce minéral dans les schistes pélitiques [Dutrow et Holdaway, 1989].

Pour les pressions, le baromètre de Koziol [1989] fournit des valeurs systématiquement plus basses (de 1 à 2,6 kbar) que celui d'Hodges et Crowley [1985]. Deux échantillons, TK409 et TK846, donnent des pressions élevées, proches de 12 kbar (cf. tab. 6). Pour une température minimale de 700°C, ils devraient correspondre au faciès granulite alors qu'aucune paragenèse granulitique n'a été observée: dans les métapélites, la muscovite est toujours présente et le feldspath potassique n'apparaît jamais. De telles estimations de pression sont probablement trop hautes. Pour TK846, la pression de 12,0 kbar obtenue à l'aide de la calibration Grt-Pl-Bt-Mu de Hodges et Crowley [1985] est de 2,6 kbar plus haute que les 9,8 kbar fournis par la calibration Grt-Pl-SiAl-Qtz de Koziol [1989], résultat plus en adéquation avec l'assemblage minéralogique observé. Une telle surestimation peut être liée au fait que le baromètre de Hodges et Crowley [1985] est plus adapté aux assemblages sans SiAl. Pour cette raison, les pressions Koziol [1989] obtenues sur les échantillons à SiAl sont probablement plus réalistes. TK409 possède le grenat le plus enrichi en grossulaire et spessartine (Grs_{37} et Sps_{10}) et déprimé en almandin (Alm_{43}) de tous les

				Temperature (°C)					Pressure (Kbar)			
Sample	Location	Mineralogy		Contacts	H.S.	G.S.	F.S.	G.P.	Contacts	K	H.C.	K.S.
TK339	Arandu	Qtz-Pl-Grt-Bt-Am-Ep	rim	2				700±5	2			8,3±0,4
TK409	Arandu	Qtz-Pl-Grt-Bt-Am	rim	4				700±30	2			11.8±0,6
TK415	Bisil	Qtz-Pl-Grt-Bt-Mu-St-Ky	rim	5	640±65	595±40	620±75		5		6,9±0,1	
TK466	Doko	Qtz-Pl-Grt-Bt-Am-Chl	rim	2				700±20	2			6,1±0,5
TK708	Kurumal	Qtz-Pl-Grt-Bt-Mu	rim	8	570±15	550±25			4		8,0±0,3	
TK713	Kurumal	Qtz-Pl-Grt-Bt-Mu-St-Chld	rim	4	555±10	550±10						
TK817	Murtswa	Qtz-Pl-Grt-Bt-Mu-Ky-Sill	core	3	540±30	545±20						
			rim	8	630±60	650±30	600±30		4	3,1±0,5	5,7±0,1	
TK824	Dhugurri	Qtz-Pl-Grt-Bt-Am-Ky	core	2	630±10							
			rim	6				595±35				
TK846	Hemasil valley	Qtz-Pl-Grt-Bt-Mu-Ky	rim	6	750±40	710±40			4	9,8±0,3	12,0±0,4	
TK899	Braldu jonction	Qtz-Pl-Grt-Bt-Mu-Sill	rim	6	710±25	750±25			4	7,2±0,7	8,2±0,1	

TAB. 6 - Estimations P-T des échantillons analysés. Calibrations utilisées: H.S.: Grt-Bt Hodges et Spear [1982]; G.S.: Grt-Bt Ganguly et Saxena [1984 symmetrical garnet solution]; F.S.: Grt-Bt Ferry et Spear [1978]; G.P.: Grt-Hb Graham et Powell [1984]; K.: Grt-Pl-SiAl-Qtz Koziol [1989]; H.C.: Grt-Pl-Mu-Bt Hodges et Crowley [1985]; K.S.: Grt-Pl-Hb-Qtz Kohn et Spear [1989] pour les paragasites. Les erreurs fournies correspondent à l'écart-type moyen calculé sur les résultats et n'ont pas de signification par rapport à la précision de la calibration.

gneiss amphibolitiques. Il donne une pression de 11,8 kbar avec la calibration Grt-Pl-Hb-Qtz de Kohn et Spear [1989]. Elle est 3,5 kbar plus élevée que celle de TK339 pris dans le même secteur, alors que les températures sont similaires. Cet échantillon n'a pas été reporté sur la figure 17. Enfin, les pressions calculées les plus basses (TK817 et TK899), associées à une faible diminution de température, correspondent à l'apparition de la sillimanite dans la paragenèse. Ceci est cohérent avec les zonations observées dans les grenats de ces échantillons: la bordure présente une croissance de la teneur en spessartine associée à une décroissance de la teneur en pyrope.

A partir des observations précédentes et des estimations P-T, on peut déduire le schéma d'évolution suivant: (i) cristallisation des coeurs de grenat, correspondant à la phase précoce de D1 ou à une hypothétique phase tectonométamorphique plus ancienne, sous des conditions de moyenne température (540°C à 630°C); (ii) pic de métamorphisme M1, lié à D1, dans le faciès amphibolite supérieur développant une paragenèse à Qtz-Pl-Bt-Mu-Grt-Ky de MP-MT (7,5 - 11,8 kbar pour 620 - 730°C) dans les formations de gneiss de la Basha. Vers l'Ouest, dans les formations métasédimentaires, les pressions et températures diminuent (8,0 kbar pour 560°C) et les paragenèses ne sont plus à disthène mais à staurotide; (iii) métamorphisme rétrograde M2, lié à D2, développant une paragenèse à Qtz-Pl-Bt-Mu-Grt-Sill dans un chemin en décompression à température relativement constante (4,0 - 7,5 kbar pour 630 - 730°C); (iv) fin d'évolution rétrograde dans le faciès schiste vert avec cristallisation de chloritoïde suivie de chlorite.

Le paragneiss TK708 est à considérer indépendamment des autres échantillons analysés. En effet, il est issu des formations métasédimentaires correspondant à des niveaux structuraux moins profonds que ceux des gneiss constituant le coeur des dômes (fig. 17). Ceci se traduit par des pressions et des températures de pic de métamorphisme moins élevées et par le développement de la staurotide plutôt que du disthène, la limite de stabilité de la staurotide se situant grossièrement à la base structurale des formations métasédimentaires (fig. 19). Puisque cet échantillon présente des grenats à zonation prograde et qu'il n'apparaît pas de limite tectonique entre les gneiss et les formations métasédimentaires, on peut penser que TK708 correspond aux conditions de pic de métamorphisme dans ces dernières et qu'il fait partie d'une évolution P-T comparable à celle définie dans les dômes mais avec des conditions initiales d'enfouissement différentes.

5. - DISCUSSION

5.a. Métamorphisme et évolution P-T

Lorsqu'on compare nos données avec celles de Allen et Chamberlain [1991] sur des secteurs identiques (fig. 17), on constate que, pour des pressions similaires, les températures que nous avons calculées sont supérieures d'environ 100°C. Il s'agit en fait d'un biais méthodologique lié à l'utilisation de calibrations différentes. Pour le calcul des températures, Allen et Chamberlain [1991] utilisent la calibration Grt-Bt d'Indares et Martignole [1985, modèle A] qui tente de prendre en compte les substitutions de Ti et Al^{VI} dans les biotites et la non-idéalité des solutions solides dans les grenats. Ces corrections sont basées sur des calculs théoriques à partir de données thermodynamiques. Nous avons utilisé quatre calibrations différentes dans le calcul des températures: la calibration Grt-Bt de Ferry et Spear [1978] basée sur des données expérimentales, les calibrations Grt-Bt de Hodges et Spear [1982] et de Ganguly et Saxena [1984], et la calibration Grt-Hb de Graham et Powell [1984] pour les échantillons à amphibole. Nous avons obtenu des températures comparables en appliquant les trois calibrations Grt-Bt à un même échantillon (tab. 6 - Résultats P-T). Par contre, en utilisant la calibration d'Indares et Martignole [1985, modèle A], les températures obtenues étaient systématiquement inférieures d'environ 100°C, rejoignant ainsi les valeurs proposées par Allen et Chamberlain [1991].

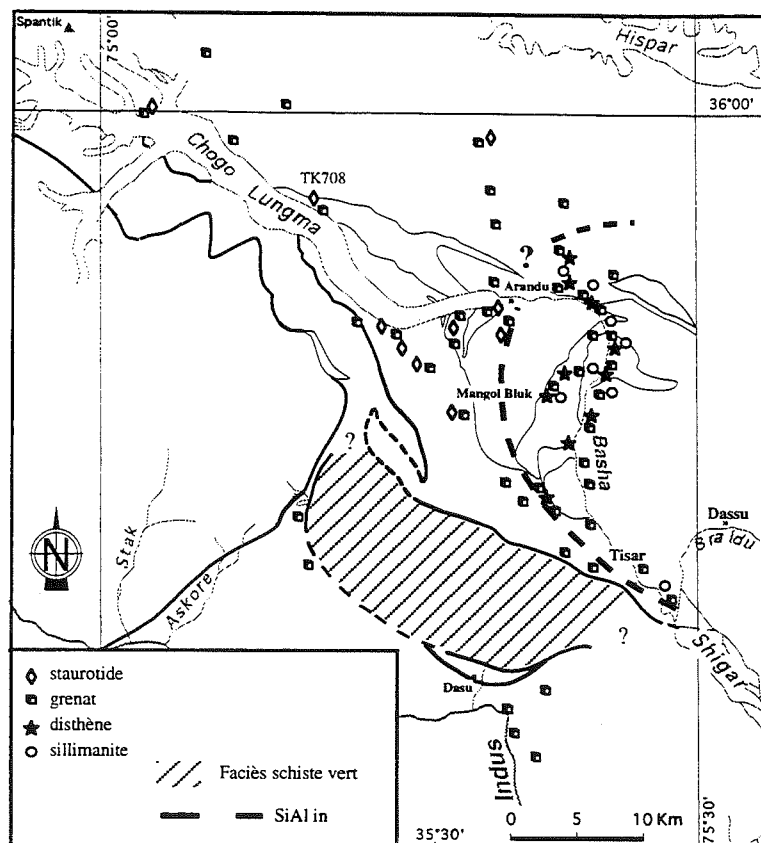


FIG. 19 - Carte schématique des isogrades métamorphiques dans le secteur étudié.

Quels arguments permettent de justifier le choix de nos calibrations? D'une part, on peut raisonnablement supposer que l'application de ces calibrations classiques aux données de Allen et Chamberlain [1991] fournirait des températures plus élevées d'environ 100°C. Dans ce cas, leurs températures maximales dépasseraient largement 750°C, ce qui les placeraient nettement dans le faciès granulite et serait incompatible avec les données de la pétrographie (pas de granulites, très peu de migmatites). D'autre part, on constate (fig. 17) que les données de ces auteurs sont systématiquement situées dans le domaine de stabilité du disthène, ce qui exclut a priori le développement de sillimanite dans les paragenèses et est également contraire aux observations pétrographiques. On observe en effet un passage depuis des faciès à disthène vers des faciès à sillimanite. Nos données sont beaucoup plus en accord avec cette dernière observation. On peut donc en conclure que les corrections proposées par Indares et Martignole [1985] sont sans doute trop fortes et conduisent à une sous-estimation systématique de la température, ce qui nous incite à écarter cette calibration.

Cependant, force nous est de constater que les températures obtenues restent élevées puisque cinq échantillons (TK339-466-817-846-899) indiquent des conditions se situant au-delà de la courbe de fusion des granites saturés en eau d'Ebadi et Johannes [1991]. En fait, TK339 et TK409 ont été échantillonnés au débouché de la vallée de Kero Lungma, dans le coeur du dôme de Bukpun, où des indices de migmatisation ont été observés. TK466 provient des paragneiss de la Basha qui sont envahis par des filons de pegmatites, et cet échantillon a été prélevé à proximité d'un de ces filons. Les deux autres échantillons présentant des températures élevées, TK846 et TK899, sont, quant à eux, localisés en bordure des dômes d'Hemasil et de Dassu. Enfin, Allen et Chamberlain [1991], en dehors du problème de calibration discuté ci-avant, ont également enregistré de hautes températures sur deux de leurs échantillons de la Basha (BA3 et BA17: 665°C et 688°C respectivement), sans mentionner de migmatisation. Sachant que la température de fusion diminue avec l'augmentation de la fraction molaire d'eau (X_{H_2O}) dans la phase vapeur [Ebadi et Johannes, 1991], ceci pourrait indiquer que la pression d'eau (p_{H_2O}) était faible lors du métamorphisme des gneiss du Karakorum. D'autre part, l'observation pétrographique montre que la muscovite est toujours présente et stable tandis que le feldspath potassique n'a pas été observé. Ceci suggère que la courbe de réaction $Mu + Qtz = SiAl + fK$ n'ait jamais été franchie. Nos estimations P-T s'accordent également avec ces observations. Enfin, l'échantillon de micaschiste à Grt-St TK708 (en gris sur la figure 17) fournit des estimations de température correspondant au domaine de stabilité de la staurolite.

Si on considère uniquement les échantillons provenant des dômes de gneiss (sans TK708), on peut donc tracer une évolution thermobarométrique allant de la phase M1 à disthène correspondant aux plis isoclinaux, vers la phase M2 liée aux dômes, en suivant

un chemin rétrograde avec développement d'une paragenèse à sillimanite. La forme de ce chemin P-T (fig. 17) se caractérise par une pente très raide, sans croissance marquée de la température après le pic de métamorphisme M1. Le chemin rétrograde se développe dans le champ de la sillimanite avec une légère décroissance de la température de l'ordre d'une centaine de degrés pour une très forte chute de pression d'au moins 6 kbar. Il est important de noter que les températures enregistrées aux pressions maximales ($\approx 730^\circ\text{C}$ pour 11 kbar) sont nettement supérieures à celles rencontrées dans une croûte non épaissie (fig. 20). Elles sont également au-dessus des températures attendues pour un géotherme perturbé juste après épaississement lors d'une collision (sans réajustement thermique). Ceci implique que la relaxation thermique (une augmentation de température) a dû commencer avant que les conditions P-T maximales aient été enregistrées par les minéraux. Les zonations progrades observées dans les grenats de plusieurs échantillons peuvent correspondre à cette phase initiale de relaxation thermique. Par contre, le chemin P-T très raide enregistré, en décompression et faible décroissance thermique, montre que cette partie de l'évolution métamorphique n'est plus dominée par la relaxation thermique mais par les mécanismes de dénudation, la forme des chemins P-T étant fortement dépendante des taux de dénudation [ex.: England et Thompson, 1984; Mercier *et al.*, 1991]. Si on compare le chemin obtenu dans le KMC avec les différents trajets théoriques proposés par ces auteurs, on peut en déduire que les taux de dénudation entre M1 et M2 ont dû être élevés, peut-être supérieurs à 1 mm.an^{-1} (fig. 21). Ceci impliquerait un "court" intervalle de temps entre M1 et le début de M2, ces deux phases appartenant alors à un continuum tectonométamorphique.

5.b. Déformations et interprétations des structures en dôme

Un des aspects caractéristiques de la région étudiée est la présence de structures en dômes. Deux hypothèses concernant leur formation ont déjà été proposées. Hanson [1989] suggère une injection lit par lit de magma dans les métasédiments entraînant une remontée diapirique des niveaux profonds par contraste de densité. Allen et Chamberlain [1991] quant à eux considèrent que l'injection de magma n'est pas nécessaire et lient la déformation en dômes à du métamorphisme par advection et focalisation d'un flux de chaleur.

En fait, trois grands types de mécanisme sont classiquement invoqués pour expliquer les structures en dômes de gneiss: diapirisme, extension et compression (fig. 22).

Les modèles diapiriques ont été développés durant les années 70 à partir de modèles analogiques sur des matériaux newtoniens [ex.: Woidt, 1978], et appliqués aux dômes de gneiss au cours des 15 dernières années [ex.: Brun, 1983; Choukroune *et al.*, 1994]. Cependant,

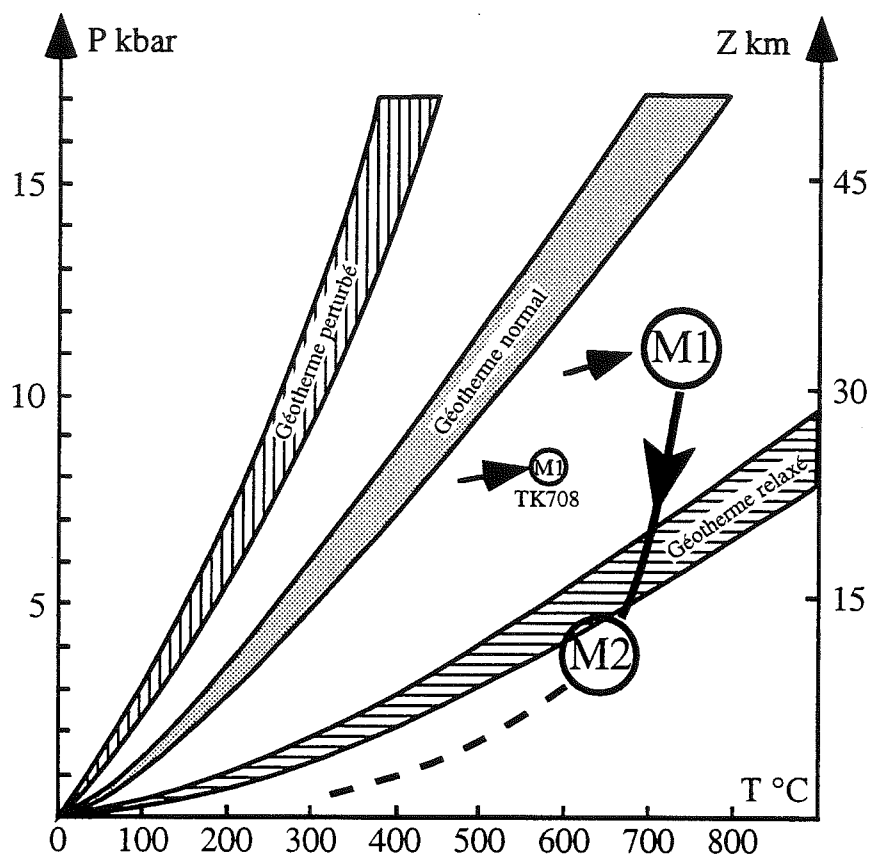


FIG. 20 - Evolution P-T-z rétrograde enregistrée dans le complexe métamorphique du Karakorum. Le géotherme normal correspond à une croûte continentale non épaissie. Le géotherme perturbé est celui existant dans une croûte continentale juste après un épaississement (doublement de la croûte). Le géotherme relaxé correspond à la relaxation thermique post-épaississement. Champs d'après Mercier et al. [1991] correspondant aux gammes de valeurs acceptées pour les paramètres thermiques [England & Thompson, 1984].

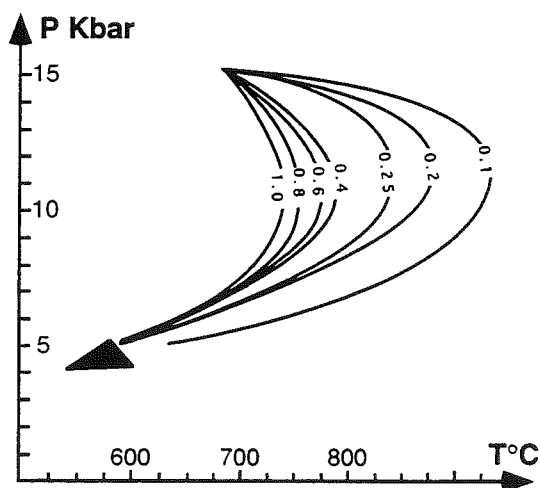


FIG. 21 - Calcul de chemins rétrogrades théoriques en fonction du taux de dénudation pour des écloïtes du Massif Central. D'après Mercier et al. [1991]. Paramètres utilisés:

production de chaleur $A_0 = 0,5 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$;

gradient géothermique de $15^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$;

constante de diffusion $k = 2,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$;

constante de diffusivité $\kappa = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

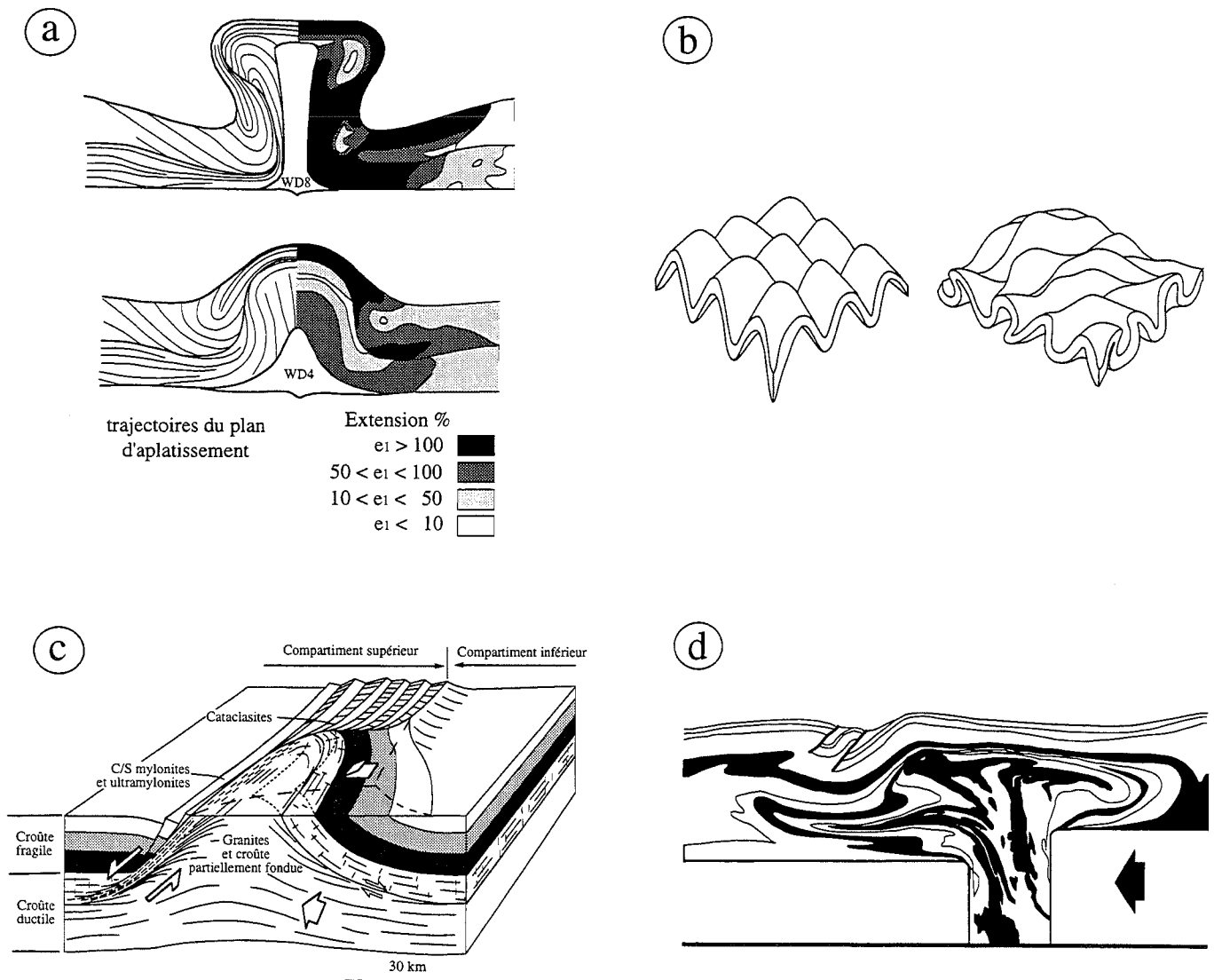


FIG. 22 - Les différents modèles de dômes. a: le diapirisme, d'après un modèle centrifuge de Dixon [1975]. b: les modèles compressifs. A gauche: superposition de deux phases de plissement créant des structures d'interférences (déformation polyphasée); à droite: plissement monophasé associé à un champ de déformation hétérogène; d'après Ramsay et Huber [1983]. c: les dômes de gneiss en extension (Metamorphic Core Complexes) d'après Brun et Van den Driessche [1994]. d: les dômes par extrusion verticale d'après Merle et Guillier [1989].

l'application de modèles newtoniens à des gneiss pose un problème de rhéologie auquel des études rhéologiques sur les magmas peuvent apporter quelques éléments de réponse. Les travaux de Marsh [1981] et Fernandez [1984] ont montré que, pour les magmas, une faible charge en cristaux peut déterminer une transition vers un comportement de type Bingham. Dans ce cas, il est nécessaire de considérer un facteur de cohésion dans le matériau qui s'oppose au mouvement. De plus, lorsque le volume de cristaux atteint approximativement 60%, la viscosité croît soudainement et l'ascension du magma est stoppée. Par analogie, est-il possible de provoquer, simplement sous l'effet d'un gradient de densité inverse, l'ascension d'un gneiss dans lequel le taux de fusion est nul ou très faible et dont le contraste de densité avec le matériau sus-jacent est probablement très faible?

Une interprétation désormais classique des structures en dômes est le modèle en extension du type "Metamorphic Core Complexes" (MCC), initialement proposé par Davis et Coney [1979]. D'après Coney et Harms [1984], il est à considérer comme une reprise en contexte extensif d'anciennes structures compressives liées à une phase d'épaississement crustal. Ce modèle a été largement décrit; voir par exemple: Friedman et Armstrong [1988], Carr [1991], Van Den Driessche et Brun [1992], Brun et Van Den Driessche [1994]. Cependant, une interprétation de type MCC nécessite de reconnaître des structures en extension (failles normales, zones de cisaillement en extension). Or, aucune fabrique ductile clairement extensive n'a été mise en évidence dans le secteur étudié et les rares failles normales observées sont localisées dans la vallée de Burimis, au Sud du Chogo Lungma, loin de la bordure du dôme du Mangol Bluk (fig. 23). D'autre part, il n'existe actuellement presque aucun indice d'importantes structures en extension dans le reste du Karakorum en dehors de la zone ultra-ductile reconnue par Bertrand *et al.* [1988] dans le dôme de Panmah, à l'Est du terrain d'étude.

Les modèles compressifs de dômes et bassins comprennent (i) la déformation polyphasée conduisant à des figures d'interférence et (ii) la déformation monophasée hétérogène [Ramsay et Huber, 1987, p.494-495]. Le modèle de figures d'interférences implique la superposition de phases de déformation non-coaxiales. Or, sur tout le secteur étudié, s'il est possible de distinguer plusieurs phases de déformation, leurs axes de déformation principaux restent grossièrement parallèles tout au long de l'évolution.

L'interprétation que nous proposons (fig. 23) correspond en fait à un modèle compressif de déformation monophasée hétérogène partiellement inspiré du modèle d'extrusion verticale de Merle et Guillier [1989] et Merle [1994] appliqué aux Alpes lépontines (fig. 22). La réactivation et la verticalisation de l'ancienne suture de la Shyok le long du MKT sont en faveur d'un tel modèle. Cependant, un modèle en extrusion verticale pure ne peut pas être appliqué aux dômes du Karakorum. Si on considère le NPHM comme

un poinçon, dans un modèle en extrusion verticale pure, on s'attendrait à trouver le maximum de raccourcissement au front du poinçon, et le degré de métamorphisme devrait décroître symétriquement de part et d'autre de celui-ci. En fait, le degré de métamorphisme dans le secteur du Chogo Lungma croît progressivement depuis le front du NPHM vers l'Est (fig. 19). De plus, le NPHM est un système relativement asymétrique: la virgation est limitée à l'Ouest par un système de faille inverse à vergence Ouest et à composante dextre [Butler *et al.*, 1989], tandis qu'à l'Est, elle est limitée par des failles, soit à composante dominante de cisaillement dextre [Pognante *et al.*, 1993], soit à composante normale [Verplank, 1986]. D'autre part, les structures du Karakorum présentent une linéarité remarquable d'Ouest en Est sans effet de poinçonnement lié au NPHM [Le Fort et Pêcher, 1995]. On constate enfin que les grands accidents crustaux régionaux présentent souvent de fortes composantes de décrochement, le plus important d'entre eux étant la faille dextre du Karakorum avec un déplacement horizontal estimé entre 120 km [Searle, 1996] et 300 km [Le Fort, 1988b] pour des vitesses de 32 mm.an⁻¹ [Avouac et Tapponnier, 1992]. Si l'on considère ces grands accidents régionaux, il est donc possible de proposer un modèle d'extrusion selon un mouvement à composantes dextre et verticale le long du MKT (fig. 23). Un tel modèle d'extrusion s'accorde avec les plongements d'axe Ouest à Nord-Ouest des dômes (entre 35° et 50°). D'autre part, il est également compatible avec le chemin P-T enregistré qui implique de forts taux de dénudation dans le Karakorum.

5.c. Taux de dénudation et chronologie

Nous avons effectué des datations de biotites, muscovites et amphiboles par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur trois granitoïdes afin de contraindre la chronologie de l'évolution tectonométamorphique observée [cf. chapitre V - Villa *et al.*, 1996]. Les âges de refroidissement liés à la phase de doming sont très jeunes et s'étalent entre 3 Ma pour les biotites et 7,7 Ma pour les hornblendes. En extrapolant à partir de ces données, nous pouvons proposer un âge de formation des dômes aux alentours de 9 Ma (cf. chapitre V et fig. 24). Ces âges jeunes rejoignent ceux de 6,7 ± 0,5 Ma, alors qualifiés "d'énigmatiques", obtenus par Smith [1993] en U-Pb sur monazites dans le dôme de Dassu, juste à l'Est. De plus, si on considère la pression minimale d'environ 4 kbar enregistrée pour la fin de M2 (échantillon TK817), on obtient une vitesse moyenne minimale de dénudation d'environ 1,3 mm.an⁻¹ (fig. 24) entre 9 Ma et l'actuel.

Des âges Mio-Pléistocènes, liés à des taux de dénudation rapides, ont déjà été enregistrés dans le Karakorum [Le Fort *et al.*, 1983; Zeitler, 1985; Searle *et al.*, 1989; Schärer *et al.*, 1990; Rex in Searle, 1991; Smith, 1993] mais n'ont jusqu'à maintenant jamais été directement associés aux événements tectonométamor-

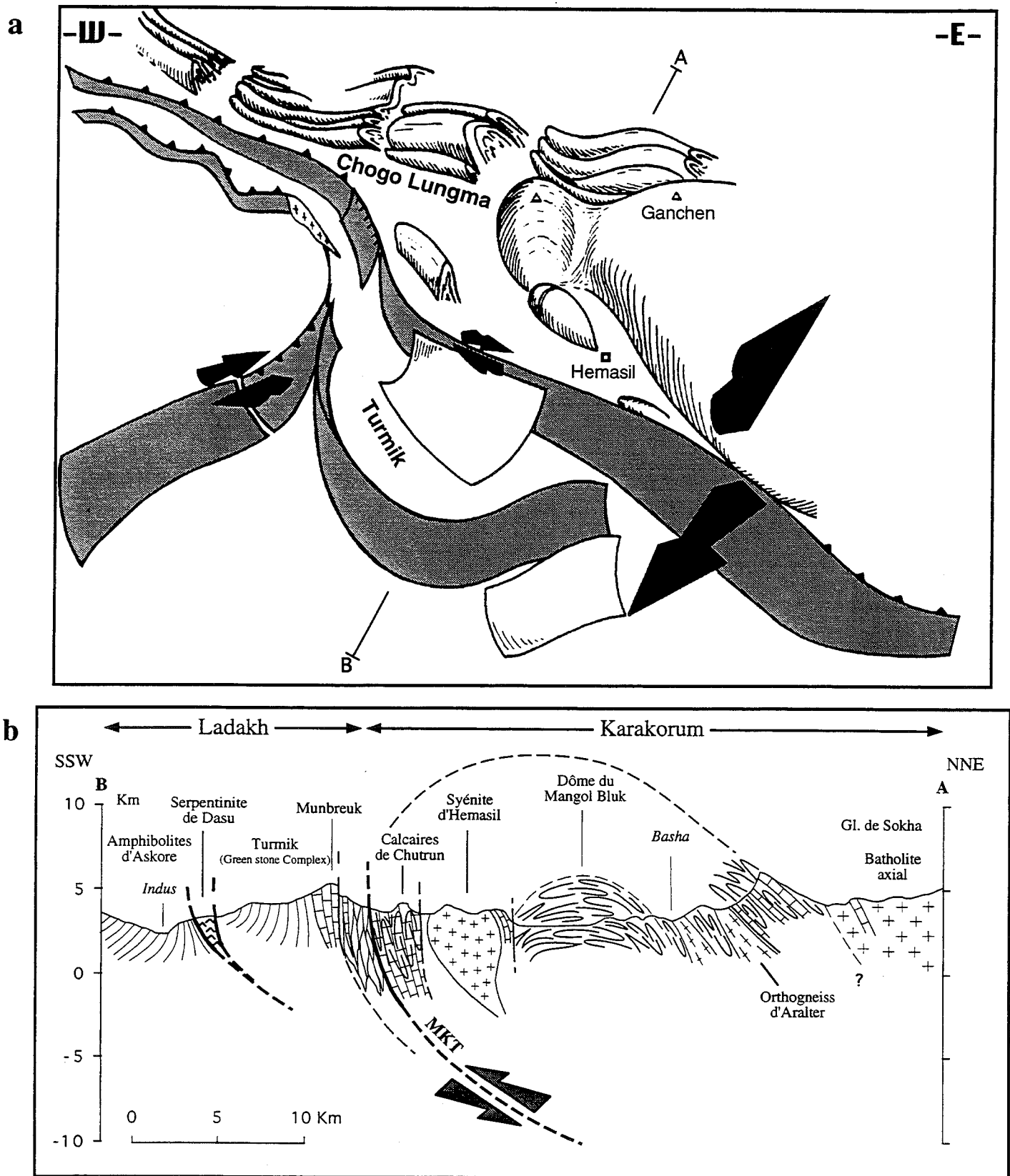


FIG. 23 - a: bloc diagramme schématique du complexe métamorphique du Karakorum près de la terminaison N-E de la syntaxe du Nanga Parbat. En gris : principaux contacts tectoniques. La formation des dômes de gneiss dans le KMC peut s'expliquer par un modèle d'extrusion verticale à composante dextre le long du MKT. Les flèches illustrent les mouvements. b: coupe A-B des formations du Karakorum et du Ladakh passant par les dômes d'Aralter, du Mangol Bluk et d'Hemasil.

phiques majeurs. Zeitler [1985] suggère que, dans le Haut Himalaya du NPHM et dans la vallée de Hunza (Karakorum), les taux de dénudation ont crû de moins de 0,5 mm.an⁻¹ jusqu'à plusieurs mm.an⁻¹ durant les 7 derniers millions d'années. Schärer *et al.* [1990], dans le secteur du Baltoro, proposent des taux de dénudation supérieurs à 2 mm.an⁻¹ à partir de 5 Ma dans le batholite axial et une remontée plus ancienne du KMC vers 10 Ma, ce qui suggère des remontées variables dans le temps et dans l'espace. Searle et Tirrul [1991] associent les âges Mio-Pléistocènes qu'ils enregistrent à des mouvements tardifs de remontée liés au fonctionnement du MKT (tab. 3). Poupeau *et al.* [1991], fournissent des taux de dénudation d'environ 0,9 mm.an⁻¹ durant les 7 derniers millions d'années sur le dôme de Yagil, 40 km au Nord du Chogo Lungma. Enfin, Foster *et al.* [1994], sur les gneiss du K2, proposent des taux de 3 à 6 mm.an⁻¹ depuis 5 Ma.

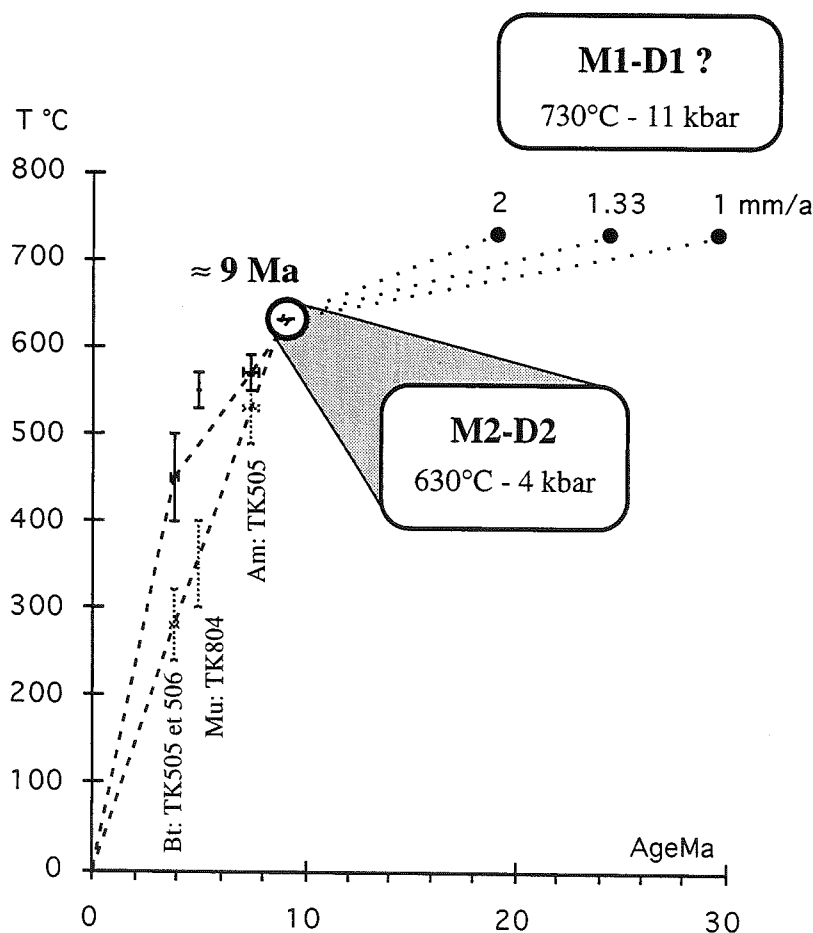
En l'absence de marqueur chronologique précis, on peut émettre quelques hypothèses simples sur l'âge de M1. Comme nous l'avons vu précédemment, la forme du chemin P-T suggère des taux de dénudation probablement supérieurs à 1 mm.an⁻¹ entre M1 et M2.

En considérant cette valeur de 1 mm.an⁻¹ et la pression de 11 kbar pour M1 et 4 kbar pour la fin de M2, on obtient un intervalle d'environ 21 Ma entre ces deux phases, ce qui place M1 aux alentours de 30 Ma. En extrapolant linéairement la valeur de 1,3 mm.an⁻¹ que

nous avons précédemment estimée on obtient un âge d'environ 25 Ma pour M1. Ces chiffres, même s'ils reposent sur une extrapolation très grossière, sont à rapprocher de l'âge de mise en place du granite du Baltoro vers 21 Ma [U-Pb sur zircon, Parrish et Tirrul, 1989]. Dans ce cas, si le granite du Baltoro est effectivement syn- à tarditectonique comme le suggèrent Bertrand et Debon [1986], on pourrait envisager sa mise en place pendant D1-M1.

Nous pouvons donc penser que l'évolution tectono-métamorphique enregistrée dans cette partie du Karakorum est relativement jeune, Mio-Pliocène pour sa plus grande part. Ceci diffère des interprétations d'Allen et Chamberlain [1991] et de Searle et Tirrul [1991] qui considèrent que la structuration métamorphique du Karakorum est achevée avant l'intrusion du granite du Mango Gusor à 37 Ma. En fait, dans le secteur d'étude, nous ne mettons pas en évidence l'existence d'événements tectonométamorphiques anciens. S'ils ont existé, ils semblent avoir été totalement effacés par les plus jeunes. D'autre part, le secteur du Mango Gusor se situe à environ 40 km plus à l'Est et peut avoir subi une histoire différente, et/ou un pic de métamorphisme d'intensité thermique plus faible. Enfin, si, comme le suggèrent Bertrand *et al.* [1988], le Mango Gusor est postérieur à l'événement tectonométamorphique principal (D1), le large intervalle de temps qui séparerait D1 et D2 impliquerait de très faibles taux

FIG. 24 - Ages ⁴⁰Ar/³⁹Ar de refroidissement des minéraux datés en fonction de la température et âges possibles des événements tectonométamorphiques principaux. Pour chaque âge, deux températures de fermeture possibles sont données: valeurs classiques en pointillés [Bt 280±40°C et Am 530±40°C: Harrison et Mc Dougall, 1980; Mu 350±50°C: Purdy et Jeager, 1976]; valeurs en l'absence de circulations fluides et de déformation en noir [Bt 450±50°C: Villa et Puxeddu, 1994; Mu 550±20°C: Hammer-schmidt et Frank, 1991; Am 570±20°C: Kamber *et al.*, 1995]. L'âge de formation des dômes (D2) est estimé en extrapolant linéairement (on suppose un refroidissement linéaire) à partir des âges de refroidissement de la biotite et de l'amphibole de TK505 (tiretés). Quelles que soient les températures de fermeture utilisées, on obtient un âge supposé d'environ 9 Ma. Ceci nous permet d'estimer un taux de dénudation moyen d'environ 1,3 mm.an⁻¹ depuis 9 Ma jusqu'à nos jours. Les trois points noirs correspondent aux âges possibles de D1 pour des taux de dénudation de 1, 1,3 et 2 mm.an⁻¹ respectivement.



de dénudation ($< 1 \text{ mm.an}^{-1}$) peu compatibles avec notre chemin P-T. Ceci devrait entraîner une augmentation de température post pic de métamorphisme due à la relaxation thermique.

6. - CONCLUSION

L'histoire tectonométamorphique polyphasée du Complexe Métamorphique du Karakorum dans le secteur du Chogo Lungma inclut donc une phase principale D1 caractérisée par des plis isoclinaux N110°E à vergence Sud associés à une schistosité métamorphique plan-axiale et formés dans un régime en aplatissement prédominant. Cette phase correspond au pic de métamorphisme qui développe une paragenèse à Grt-Bt-Mu-Ky (M1: 620 - 730°C et 7,5 - 11 kbar). Un second événement tectonométamorphique D2 est illustré par le développement de structures en dômes allongées N110°E à N140°E qui reprennent, en la déformant, la schistosité S1. Pétrographiquement la déformation D2 se caractérise par le cisaillement et le boudinage des minéraux M1 et le développement de sillimanite. Elle correspond à une évolution en décompression (de 7,5 à 4 kbar) avec de faibles variations de température. Les dômes sont interprétés comme issus d'une phase de déformation compressive hétérogène entraînant une extrusion à composantes verticales et décrochantes de la croûte moyenne le long du MKT. Il apparaît que cette évolution tectonométamorphique est très récente (probablement Mio-Pliocène), avec des âges de refroidissement $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U-Pb inférieurs à 10 Ma. Enfin,

le chemin P-T implique des taux d'exhumation rapides, ce qui suggère un continuum de déformation entre les différentes phases.

Une évolution aussi jeune du Karakorum, qui n'exclut pas des événements plus anciens non conservés dans ce secteur, peut être comparée à celle du Cristallin du Haut Himalaya de la syntaxe du Nanga Parbat - Haramosh. Cette syntaxe, structure antiforme à plongement Nord d'échelle crustale, présente des taux de dénudation Plio-Pléistocènes de 3 à 7 mm.a^{-1} [Zeitler, 1985; Treloar *et al.*, 1991; Zeitler *et al.*, 1993; Winslow *et al.*, 1994] accommodés par une combinaison de plissement d'échelle crustale, de charriage vers le Nord-Ouest et de décrochement dextre le long de la bordure Ouest [Butler *et al.*, 1989; Treloar *et al.*, 1991]. Ces déformations sont associées à du métamorphisme de haut degré et du magmatisme Miocène supérieur à Pléistocène [Smith *et al.*, 1992; Zeitler *et al.*, 1993] et un gradient géothermique de sub-surface de plus de 100°C. km^{-1} [Craw *et al.*, 1994]. D'autre part, le Nanga Parbat semble être principalement affecté par des déformations compressives et/ou décrochantes, et très peu de structures extensives ont été décrites. Ces différentes similitudes entre Haut-Himalaya du NPHM et Karakorum soulignent que ces deux unités, ainsi que celle du Ladakh-Kohistan qu'elles prennent en sandwich, ont subi une évolution postcollisionnelle commune. On peut donc penser que des processus tectoniques comparables contrôlent la surrection dans ces deux unités et que l'histoire récente du Sud Karakorum est une histoire himalayenne.

Tectonophysics (1996), 260, 201-214

Tectonometamorphic evolution of the central Karakorum (Baltistan - northern Pakistan).

**Yves Lemennicier¹, Patrick Le Fort¹, Bruno Lombardo²,
Arnaud Pêcher¹ & Franco Rolfo³**

¹ *Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, 15, rue Maurice Gignoux,
F-38031 Grenoble.*

² *CNR-CS Geodinamica Catene Collisionali, c/o D.S.M.P., Università di Torino,
via Valperga Caluso 37, I-10125 Torino.*

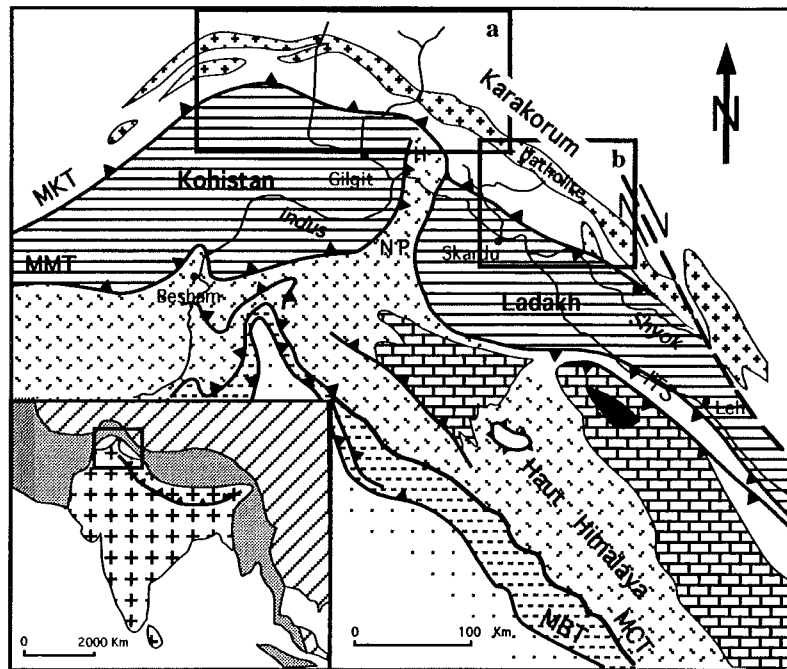
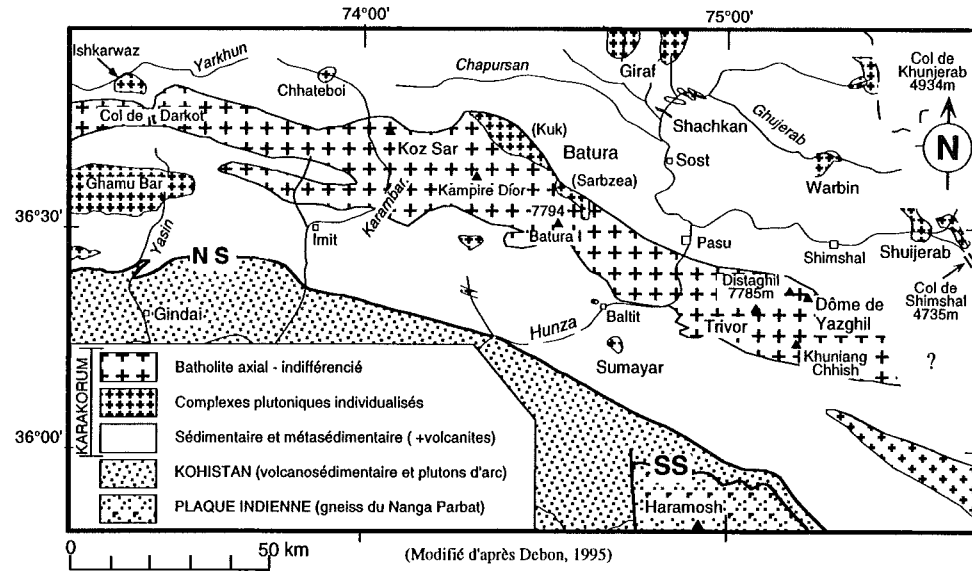
³ *Dipartimento di Scienze Mineralogiche e Petrologiche, Università di Torino,
via Valperga Caluso 37, I-10125 Torino.*

ABSTRACT

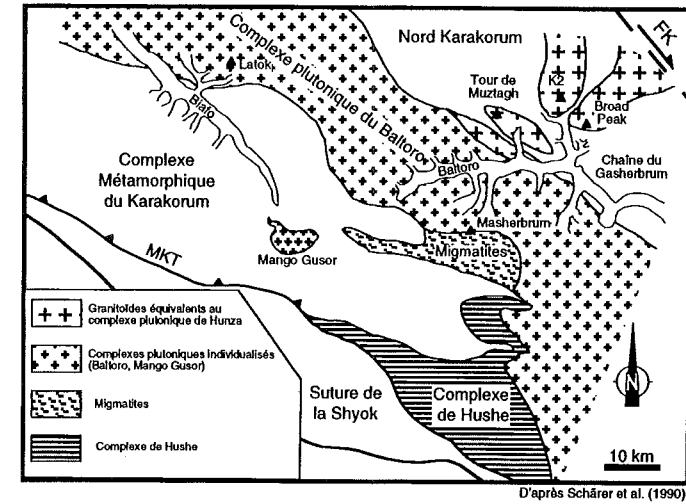
New structural and metamorphic data from the Chogo Lungma glacier area and Basha valley enlighten the poly-phased tectonometamorphic evolution of the Metamorphic Complex of Karakorum. A pre- to early D1 event is defined by a metamorphic cleavage in the core of some zoned garnet and staurolite porphyroblasts. The main tectonometamorphic event (D1) is characterized by N110°E south vergent isoclinal folds associated with a metamorphic axial-plane cleavage formed in a predominantly flattening regime of deformation. It corresponds to a Grt-Bt-Mu-Ky peak metamorphism (M1: 620 - 730°C and 7.5 - 11 kbar). The D2 tectonometamorphic event corresponds to the development of several conical domes elongated striking N110°E to N140°E. The S2 cleavage is seldom individualized as it usually corresponds to a reworking of S1. In some areas, late evolution of D2 doming deformation is marked by a crenulation. Petrologically, D2 is characterized by shearing and boudinage of M1 minerals and by development of sillimanite. It corresponds to a decompressional evolution (7.5 down to 4 kbar) with only slight changes in temperature. A late event corresponds to large undulations and open folds which affect the D2 crenulation. We propose here a model of vertical plus dextral extrusion of the middle crust to explain the dome structures in Karakorum. The steep pattern of the metamorphic P-T path implies rapid exhumation rates and suggests that the different phases could be part of a continuum of deformation. Preliminary results by ⁴⁰Ar/³⁹Ar method give young cooling ages (<10 Ma) for the D2 event (Villa et al., submitted). Thus, most of the observed tectonometamorphic evolution in central Karakorum could be fairly young.

Reproduit avec l'aimable autorisation de
Elsevier Science Publishers B.V.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr



a



b

FIG. 25 - Cartes de localisation des granitoïdes du Karakorum. Carte de localisation générale modifiée d'après Searle *et al.* [1989]. a - Carte schématique de l'Ouest Karakorum, modifiée d'après Debon [1995]. Carte schématique de l'Est Karakorum, d'après Schärer *et al.* [1990].

Chapitre IV

PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES

De nombreux granitoïdes ont déjà été décrits dans le Karakorum. La majorité d'entre eux forme le "batholite axial" tandis que d'autres constituent de petits plutons soit au Nord, soit au Sud de ce dernier. Ce plutonisme est, pour l'essentiel, soit crétacé et donc antérieur à la structuration tectonométamorphique principale issue de la collision continentale cénozoïque, soit oligo-miocène. Notre étude du complexe métamorphique du Sud-Karakorum (KMC) dans le secteur du Chogo Lungma nous a permis de montrer qu'une part importante de celui-ci était constitué d'orthogneiss comparables aux autres granitoïdes du Karakorum malgré leur plus forte déformation syn-métamorphe. Dans un premier temps nous ferons un rappel des caractéristiques principales des granitoïdes déjà décrits dans la littérature. Nous présenterons ensuite les orthogneiss échantillonnés dans le secteur du Chogo Lungma en les comparant aux granitoïdes précités. Enfin, nous décrirons un petit pluton (la syénite d'Hemasil) plus jeune que les précédents, relativement tardif par rapport à la structuration principale.

1. - DONNÉES ANTÉRIEURES SUR LES GRANITOÏDES DU KARAKORUM

Cinq épisodes plutoniques, dont deux majeurs, ont été décrits dans le Karakorum:

(i) un petit pluton anté-ordovicien, intrusif dans le socle cristallin qui sert de base aux dépôts sédimentaires du Nord Karakorum à partir de l'Arénigien [Le Fort *et al.*, 1994];

(ii) un magmatisme d'âge Jurassique, encore peu connu, situé au sein du complexe métamorphique du Karakorum dans la partie orientale de la chaîne [Complexe de Hushe, Crawford et Searle, 1992];

(iii) un ensemble d'intrusions calco-alcalines, subalcalines ou alcalines d'âge Crétacé "moyen" qui constitue le premier épisode majeur [ex.: le Fort *et al.*, 1983; Debon *et al.*, 1987; Le Fort, 1988; Crawford et Searle, 1992; Debon et Khan, 1996], la plus importante de ces intrusions étant la "granodiorite" de Hunza;

(iv) un épisode d'extension apparemment limitée, d'âge Paléocène, illustré par le complexe subalcalin de Batura [Debon *et al.*, 1987; Debon, 1995];

(v) enfin, un magmatisme Oligo-Miocène qui correspond au second épisode plutonique majeur du Karakorum. Il est principalement représenté par l'intrusion subalcaline du Baltoro localisée dans la partie orientale du batholite et, plus à l'Ouest, par des filons intrusifs, notamment, dans la granodiorite de Hunza [Debon *et al.*, 1986; Rex *et al.*, 1988; Parrish et Tirrul, 1989; Searle *et al.*, 1989; Schärer *et al.*, 1990; Searle, 1991; Crawford et Searle, 1993]. Des filons alcalins recoupant les gneiss du K2 et les formations de

Shaksgam, de part et d'autre de la faille du Karakorum, ont également fourni des âges de refroidissement Miocène [Pognante, 1990].

1.a. Le plutonisme anté-ordovicien: l'adamellite d'Ishkarwaz [Le Fort *et al.*, 1994]

Situé dans la partie Nord-Ouest de la chaîne, à proximité du Col de Darkot (fig. 25-a), ce petit pluton est intrusif dans une épaisse unité métasédimentaire formée de siltites sombres et de quartzites. Dans sa partie Nord, il est recouvert en discordance par une unité terrigène transgressive dont les niveaux de base ont fourni des acritarches de l'Arénigien. Il s'agit d'une adamellite sombre à Bt-Am fortement broyée et altérée contenant des enclaves microgrenues et quelques enclaves métasédimentaires en bordure. Elle relève d'une association alumino-caféminique dans la classification de Debon et Le Fort [1988], d'affinité calco-alcaline, avec un rapport Mg/Mg+Fe bas et de fortes teneurs en Ba. Selon Le Fort *et al.* [1994], cette adamellite ressemble beaucoup au terme le plus sombre du pluton ordovicien de Bumburet au Kafiristan (Provinces frontières du Nord-Ouest, Pakistan).

1.b. Le plutonisme jurassique: le complexe de Hushe [Crawford et Searle, 1992]

Intrusif dans les marbres et métapélites du KMC, au Sud du glacier du Baltoro (fig. 25-b), le complexe de Hushe est un ensemble granitoïde hétérogène, constitué d'alternances de gneiss tonalitiques, granodioritiques et monzogranitiques avec quelques niveaux d'amphibolites, recoupés par des filons de monzogranites et de pegmatites. Un âge de 145-150 Ma sur zircon d'une diorite [U-Pb, Parrish in Crawford et Searle, 1992] et des âges de refroidissement jurassiques sur hornblendes et muscovites [Searle *et al.*, 1989] ont été obtenus. Seules trois analyses chimiques, de faciès différents, ont été fournies par Crawford et Searle [1992]. Selon ces auteurs, le complexe de Hushe pourrait représenter une phase ancienne de magmatisme lié à la subduction de la Néotéthys.

1.c. Le plutonisme de subduction crétacé

- *L'unité plutonique de Hunza* [Desio, 1964; Desio et Martina, 1972; Le Fort *et al.*, 1983; Debon *et al.*, 1987; Crawford et Searle, 1992; Debon et Khan, 1996]

Intrusive dans les formations (méta-)sédimentaires du Karakorum, elle constitue une large part des parties centrale et occidentale du batholite axial (fig. 25-a) et

sépare les formations peu métamorphiques du Nord Karakorum [Gaetani *et al.*, 1993; Zanchi et Gaetani, 1994] des formations du KMC au Sud. Ses contacts Nord et Sud, de même que sa foliation interne, marquée par les ferromagnésiens, des litages et l'aplatissement des enclaves microgrenues, sont concordants avec la schistosité métamorphique régionale.

Dans la vallée de Hunza, où elle a été définie, cette unité est dominée par un faciès granodioritique, la "granodiorite de Hunza", riche en enclaves basiques. Des enclaves métasédimentaires sont fréquentes en bordure. Elle est ici largement recristallisé et le degré de métamorphisme y augmente progressivement du Nord au Sud. En outre, elle est recoupée par des filons leucocrates postcollisionnels décrits sous le nom de "Hunza dykes" [Crawford et Searle, 1991; cf. ci-après].

Dans la vallée de la Karambar, l'unité plutonique de Hunza présente une composition plus diversifiée allant des gabbros jusqu'aux granodiorites à biotite et montre en outre une remarquable zonation inverse qui pourrait résulter d'une différenciation en profondeur suivie d'intrusions multiples [Debon et Khan, 1996].

Les assemblages minéralogiques dans la granodiorite sont à Qtz-Pl-fK-Bt-Hbl-Sph-Zr \pm Salite et rares Op, avec Ep et Grt métamorphiques dans les faciès recristallisés. Elle constitue une lignée calco-alcaline, métalumineuse, d'âge albo-cénomaniens [95 \pm 4/-6 Ma par U-Pb sur zircon: Le Fort *et al.*, 1983], liée à la subduction océanique téthysienne. Ses spectres de terres rares normalisés aux chondrites sont fortement enrichis en TR Légères avec parfois une légère anomalie négative en Eu. Cette granodiorite de Hunza présente des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ élevés et très hétérogènes, de 0,7055 à 0,7140, suggérant une contamination crustale lors de la mise en place du magma [Debon *et al.*, 1987; Crawford et Searle, 1992].

- Le groupe Sud Distaghil [Debon, 1995]

Ce groupe correspond à des échantillons récoltés par A. Pêcher et J. Biju Duval en 1988 dans le cirque du Khunyang Chhish, versant Ouest du dôme de Yazghil (fig. 25-a). Deux groupes de granitoïdes ont été distingués: le groupe Sud Distaghil et le groupe Trivor (cf. ci-après). Le groupe Sud Distaghil comprend des granodiorites et adamellites déformées avec Bt \pm Mu similaires aux termes les plus leucocrates de l'unité de Hunza [Debon, 1995]. Ses caractéristiques géochimiques, tant pour les éléments majeurs que pour les terres rares sont typiquement celles de la granodiorite de Hunza à laquelle on peut donc raisonnablement le rattacher.

- Les Tours de Muztagh [Debon *et al.*, 1987; Rex *et al.*, 1988; Crawford et Searle, 1992]

Situé à l'Est de la chaîne, juste au Nord du granite du Baltoro (fig. 25-b), les orthogneiss des tours de Muztagh sont intrusifs dans les schistes noirs du Baltoro

[Crawford et Searle, 1992]. Ils présentent les caractéristiques structurales, pétrographiques et géochimiques de la granodiorite de Hunza et ont fourni sur hornblende des âges de refroidissement campaniens et sur biotites des âges miocènes [K-Ar et Ar-Ar, Searle *et al.*, 1990]. Les orthogneiss de Muztagh peuvent être considérés comme l'équivalent, à l'Est de la chaîne, de la granodiorite de Hunza même si, comme le font remarquer Crawford et Searle [1992], il n'existerait pas de connexion entre les intrusions.

- Les orthogneiss du K2 et les porphyres orthogneissifiés du Broad Peak [Searle *et al.*, 1989, 1990; Crawford et Searle, 1992]

Situés au Nord du granite du Baltoro (fig. 25-b), les gneiss du K2 sont composés d'alternances d'ortho- et de paragneiss fortement métamorphisés et déformés. Les orthogneiss ont une composition de granodiorite à fK-Bt-Hbl et ont fourni un âge de mise en place sur zircon de 115-120 Ma avec des traces d'un héritage précambrien [U-Pb, Searle *et al.*, 1990]. Ils ont également fourni des âges de refroidissement de 111 et 94 Ma sur hornblende [K-Ar, Searle *et al.*, 1989] et sont recoupés par des filons de pegmatites présentant des âges de refroidissement tardi-crétacés à paléocènes [K-Ar, *ibid.*]. Les porphyres du Broad Peak, non datés, sont étroitement associés aux gneiss du K2. Ils présentent une composition de diorite quartzique à Qtz-Pl-fK-Bt-Hbl \pm Cpx. Ces différents orthogneiss présentent des caractères pétrographiques et géochimiques semblables à ceux de la granodiorite de Hunza, ce qui suggère une histoire pétrogénétique similaire, même si l'âge de mise en place obtenu pour les gneiss du K2 semble antérieur d'au moins 20 Ma [Crawford et Searle, 1992].

- Darkot Pass [Debon *et al.* 1987]

Située à l'Ouest de la chaîne, cette unité est formée de différents types de granitoïdes intrusifs dans les formations du Paléozoïque supérieur du groupe de Darkot (fig. 25-a). Ces granitoïdes, reconnus seulement sur blocs, présentent une forte déformation allant jusqu'aux blastomylonites, sont partiellement recristallisés et peuvent contenir des enclaves microgrenues. Leur composition varie depuis des monzodiorites quartziques jusqu'à des leucogranites avec des assemblages minéralogiques à Bt \pm Am - Ep - All - Sph - Zr - Ap et rares Op. Trois groupes y ont été distingués. Deux d'entre eux présentent des caractéristiques en éléments majeurs similaires et correspondent à une association de nature subalcaline. Le troisième groupe, plus sombre, représente une association intermédiaire entre le calco-alcalin et le subalcalin. Ces roches sont, dans l'ensemble, fortement enrichies en TR Légères et se caractérisent par une anomalie négative en Eu systématique. Certains spectres peuvent présenter un léger enrichissement dans les terres rares les plus lourdes. Les deux premiers groupes ont fourni un âge de mise en

place probable de 109 ± 4 Ma (Rb-Sr sur roche totale) avec un rapport initial de 0,7044 suggérant une source mantellique. Par ailleurs, des âges de refroidissement, probablement post-tectoniques, de 25 à 72 Ma ont été obtenus [K-Ar, Casnedi *et al.*, 1978].

- *Ghamu Bar* [Debon *et al.*, 1987]

Juste au Sud de l'unité de Darkot Pass, l'unité de Ghamu Bar est également intrusive dans les formations sédimentaires du groupe de Darkot (fig. 25-a). Son contact Sud, mylonitisé, est concordant avec la schistosité de l'encaissant. Ces granitoïdes sont très riches en enclaves de roches métasédimentaires de taille centimétrique à pluri-hectométrique ainsi qu'en enclaves ignées sombres de taille métrique dans la partie Nord de l'unité. Le faciès dominant est une adamellite porphyroïde leucocrate à Bt±Ep-All-Sph ± rares Grt et Mu-Zr-Ap, avec quelques granodiorites et granites. L'association est principalement métalumineuse, aluminocafémique et de nature calco-alcaline. Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites présentent un fort enrichissement en TR Légères avec une légère anomalie négative en Eu et un léger enrichissement des terres rares les plus lourdes. Le complexe de Ghamu Bar se distingue de la granodiorite de Hunza par ce léger enrichissement en TR Lourdes et par une évolution vers des termes plus leucocrates. Les données isotopiques Rb-Sr sur roche totale définissent un mauvais alignement conduisant à un âge apparent de 289 ± 30 Ma et un rapport initial de 0,7048. Cet âge n'a vraisemblablement aucune signification géologique et peut correspondre à une pseudo-isochrone liée à un mélange isotopique entre le magma et les enclaves sédimentaires. En fait, les caractères géochimiques de Ghamu Bar semblent indiquer un contexte de subduction similaire à celui de Hunza ou de Darkot Pass.

- *Les granitoïdes de la Haute Hunza* [Crawford et Searle, 1992; Ogasawara *et al.*, 1994; Debon *et al.*, 1996]

Sous ce terme ont été regroupés par Debon *et al.* [1996] cinq petits complexes plutoniques intrusifs dans les formations peu métamorphiques du Nord Karakorum et accessibles à partir de la vallée de la Hunza: Khunjerab, Giraf, Shachkan (= Sost), Warbin et Shuijerab (fig. 25-a). Ces plutons demeurent encore mal connus. Notamment, leur extension est mal définie et l'un d'entre eux (Giraf) n'est décrit qu'à partir de blocs. Ces granitoïdes, généralement peu ou pas déformés, sont intrusifs dans les schistes de Misgar ou les phyllites quartziques jurassiques de l'unité de Sost, développant des auréoles de métamorphisme de contact. Ils recoupent les plis et la schistosité régionale issus d'une déformation prenant place entre le début du Crétacé et le Campanien [ex.: Gaetani *et al.*, 1993; Zanchi et Gaetani, 1994].

Deux groupes de granitoïdes ont été définis [Debon *et al.*, *ibid.*]:

(i) des granitoïdes métalumineux composés de monzonites quartziques, monzodiorites quartziques, granodiorites et adamellites à Bt-Am±Px-Ap-Zr±Sph-All-Op;

(ii) des granites à deux micas et des adamellites, de nature peralumineuse, restreints au pluton de Shuijerab et aux deux intrusions les plus méridionales de Shachkan.

Les relations de terrain et les âges K-Ar (voir ci-après) suggèrent une mise en place synchrone de ces différents plutons.

Les granites métalumineux sont intermédiaires entre le calco-alcalin et le subalcalin, avec un caractère nettement magnésien et des affinités shoshonitiques. Les granites peralumineux s'en distinguent notamment par leur caractère ferrifère. Les teneurs en terres rares de l'ensemble des granitoïdes métalumineux sont comparables à celles des granitoïdes subalcalins ou calco-alcalins comme par exemple la granodiorite de Hunza. Ils diffèrent cependant de cette dernière par la faible déformation qui les affecte et par leur caractère plus magnésien.

Des datations K-Ar sur amphiboles et biotites ont été réalisées sur ces différents plutons [Treloar *et al.*, 1989; Ogasawara *et al.*, 1994; Debon *et al.*, 1996]. Elles ont fourni des âges de 105 ± 4 Ma à 121 ± 3 Ma sur les amphiboles et de 84 ± 4 Ma à $115,6 \pm 0,8$ Ma pour les biotites, qui sont très probablement à considérer comme des âges de refroidissement post-mise en place, à l'exception peut-être des âges biotite les plus jeunes (84-92 Ma) qui proviennent du complexe de Shachkan, plus déformé. Gisement, âge et typologie des plutons métalumineux de la Haute Hunza permettent de les considérer, selon Debon *et al.* [1996], comme des manifestations septentrionales du magmatisme lié à la subduction de la Néotéthys, postérieures au début de la collision Kohistan-Karakorum.

- *Le magmatisme alcalin du complexe du Koz Sar* [Debon et Khan, 1996]

Ce petit complexe alcalin affleurant le long de la vallée de la Karambar appartient au batholite axial (fig. 25-a). C'est un pluton hétérogène plus ou moins déformé ou folié. Cependant, la déformation y est généralement moins marquée que dans les autres plutons de la vallée. Les compositions s'étalent depuis les monzogabbros jusqu'aux leucogranites en passant par les monzonites. Il s'agit de granitoïdes subsolvus définissant une série alcaline, métalumineuse et fortement ferrifère incluant quelques termes légèrement hyperalcalins. Ces roches, enrichies en TR Légères, se caractérisent par une diminution progressive des TR Lourdes et une accentuation progressive de l'anomalie négative en Eu depuis les monzonites jusqu'aux leucogranites pouvant traduire des phénomènes de fractionnement. Une isochrone Rb-Sr sur roches totales

de 88 ± 4 Ma a été obtenue avec un rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de 0,70440 qui suggère une origine essentiellement mantellique. Il n'apparaît pas de hiatus minéralogique ou géochimique entre ces roches alcalines et les granitoïdes subalcalins du même secteur comme ceux de Darkot Pass datés à 109 Ma, ceci étant en faveur d'une même source originelle. Ce magmatisme alcalin est interprété par ces auteurs comme l'indice d'une tectonique distensive compatible avec une collision oblique et/ou avec la décroissance du taux de convergence lié à la collision de l'arc insulaire du Ladakh-Kohistan avec le Karakorum.

- *Les autres granitoïdes de la vallée de la Karambar* [Debon et Ali Khan, 1996]

Le long de la vallée de la Karambar, outre le pluton alcalin du Koz Sar, affleurent la "granodiorite" de Hunza (cf. ci-dessus) ainsi que deux autres petits complexes plutoniques: le granite porphyroïde de Warghut et un groupe de granitoïdes à grain fin.

Le granite porphyroïde de Warghut est un petit pluton déformé affleurant dans la partie Nord du batholite, étroitement associé à la granodiorite de Hunza et au complexe du Koz Sar. Il est composé de monzonites quartziques et d'adamellites à Qtz-fK-Pl-Bt-Hbl-All-Sph-Op. Ses caractères subalcalins et ferri-fères sont intermédiaires entre ceux du subalcalin de Darkot Pass et ceux de l'alcalin du Koz Sar.

Divers granitoïdes à grain fin sont associés aux intrusions précitées et constituent également de petits stocks dans les formations métasédimentaires, au Sud du batholite. Ils apparaissent notamment sous forme d'un complexe constitué d'adamellites et de granodiorites foliées à All-Bt, riche en enclaves basiques, intrusif dans la granodiorite de Hunza.

1.d. Le plutonisme syn-collisionnel paléogène

- *Le complexe subalcalin de Batura* [Debon *et al.*, 1987; Debon, 1995]

Situé au Nord-Ouest de la vallée de la Hunza (fig. 25-a), ce complexe est composé d'au moins trois ou quatre petits plutons généralement peu ou pas déformés, recoupant à la fois les formations (méta)-sédimentaires de l'unité de Guhjal, en partie d'âge Permien moyen [ex.: Zanchi et Gaetani, 1994], et la granodiorite de Hunza. Ces plutons sont principalement constitués d'adamellites et de granites à Qtz-Pl-fK-Bt±Am-Sph-Ap-Zr-Op±All, riches en feldspaths et pauvres en minéraux sombres. Quelques intrusions de diorite et de gabbro leur sont associées.

Ces plutons subalcalins, riches en fer, présentent des caractères métalumineux à légèrement peralumineux. Les granites et adamellites des deux principaux plutons présentent les mêmes caractéristiques au niveau des terres rares avec un enrichissement en TR Légères, une

anomalie négative en Eu marquée et un léger enrichissement en Yb-Lu. Ils sont généralement riches en Th-U et pauvres en Sr avec des rapports Rb/Sr élevés.

Les deux principaux plutons, Kuk et Sarbzea, ont fourni respectivement des âges isochrone Rb-Sr sur roche totale de $63,4 \pm 2$ Ma et $42,8 \pm 5,6$ Ma avec des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de 0,7050 et 0,7056. Ces âges paléogènes et les caractéristiques géochimiques de ce complexe subalcalin constituent une originalité dans le Karakorum. Par contre, ils peuvent être comparés à ceux de certains plutons du Nord Kohistan (Gindai, Shirot, Gilgit), déjà accolé au Karakorum lors de leur mise en place, ou encore du Transhimalaya [Debon, 1995].

- *Trivor et Chhateboi : des magmas paléogènes ou crétacés?* [Debon, 1995]

Ces deux plutons, non datés, mais non déformés, sont considérés par cet auteur comme d'autres magmatismes paléogènes potentiels.

Le pluton de Trivor correspond à l'un des deux groupes distingués dans le dôme de Yazghil et échantillonnés par Pêcher et Biju-Duval en 1988 (fig. 25-a). Il est constitué principalement d'adamellites porphyroïdes et de granodiorites non déformées à Bt-Sph±Am. Il possède des caractères subalcalins et légèrement ferri-fères qui permettent de le comparer à Batura [*ibid.*]. Cependant, Trivor est légèrement plus basique, et surtout ses teneurs en Sr sont plus fortes, ses rapports Rb/Sr plus faibles et ses teneurs en TR Lourdes plus basses que dans Batura. En fait, les spectres de terres rares de Trivor sont tout à fait comparables à ceux du groupe Sud Distaghil, donc de Hunza, malgré l'absence de déformation et le caractère subalcalin. En conséquence, le pluton de Trivor ne peut pas être regardé comme un équivalent du magmatisme subalcalin paléogène de Batura et serait à rattacher à celui, crétacé, de Hunza.

Le pluton de Chhateboi, situé au Nord du batholite axial et recoupé par la vallée de la Karambar a été reconnu et échantillonné par P. Le Fort en 1992. Il est constitué d'adamellites et de granodiorites non déformées à Bt-Am. Ses caractéristiques géochimiques en éléments majeurs et traces sont strictement identiques à celles du granitoïde de Trivor.

1.e. Le magmatisme post-collisionnel oligo-miocène

- *L'unité plutonique du Baltoro* [Desio, 1964; Desio et Zanettin, 1970; Debon *et al.*, 1986; Rex *et al.*, 1988; Searle *et al.*, 1989; Schärer *et al.*, 1990; Searle, 1991]

Situé dans la partie la plus orientale de la chaîne, l'unité plutonique du Baltoro représente la seconde phase plutonique majeure reconnue dans le Karakorum (fig. 25-b). Il s'étend sur plus de 100 km pour une largeur de 4 à 20 km entre le Snow Lake et la faille du Karakorum. Il s'agit de granitoïdes leucocrates, intrusifs

dans les formations du KMC au Sud et dans celles moins métamorphiques du Nord Karakorum, dans lesquelles ils développent un réseau filonien et un métamorphisme de contact. Ces granitoïdes peuvent contenir des enclaves métasédimentaires en bordure d'intrusion, mais les enclaves ignées y sont rares. Des foliations magmatiques et des déformations cataclastiques ont été localement observées, mais sans recristallisation associée [Debon *et al.*, 1986; Searle *et al.*, 1989]. Selon Bertrand et Debon [1986], le caractère syn à tardi-tectonique du granite du Baltoro est attesté par le parallélisme de cette foliation peu marquée, de l'orientation des enclaves métasédimentaires déformées et du contact avec l'encaissant. P. Le Fort a également noté en 1987, le long du glacier de Biafo, l'existence d'une foliation pénétrative systématique qui tend à confirmer cette hypothèse.

Les granitoïdes du Baltoro sont essentiellement composés de leucogranodiorites et d'adamellites à $Bt \pm Mu \pm Grt - Zr - Ap$ avec Sph, All et, exceptionnellement, Am dans les termes les plus colorés [Debon *et al.*, 1986]. Searle *et al.* [1989] et Searle [1991] décrivent, en sus des faciès précités, des leucogranites à $Mu - Bt - Grt$, intimement associés aux adamellites, des granites porphyroïdes et des granites orbiculaires à fK. Les leucogranites peuvent constituer des filons tardifs de pegmatites et d'aplitites pratiquement dépourvus de tourmaline à l'inverse des leucogranites himalayens.

Ces granitoïdes du Baltoro représentent une association subalcaline claire, métalumineuse à faiblement peralumineuse, évoluant depuis des termes légèrement magnésiens jusqu'à des termes très ferri-fères leucocrates. Les termes adamellitiques sont riches en incompatibles, notamment en Ba et Sr, et montrent une anomalie négative en Nb et des spectres de terres rares similaires à ceux des granites calco-alcalins. Les leucogranites ont des caractéristiques en éléments en traces différentes de celles des adamellites: ils sont moins enrichis dans la plupart des éléments à l'exception de Rb, K et des TR Lourdes, et plus hétérogènes. Selon Searle [1991], les relations de terrain et les données géochimiques suggèrent cependant que ces leucogranites dérivent des monzogranites par cristallisation fractionnée.

Les caractéristiques isotopiques de ces magmas attestent qu'ils dérivent d'une source continentale marquée par un temps de résidence crustale de 1 à 2 Ga (ϵ_{Nd} fortement négatifs, de -8,11 et -11,1 et ϵ_{Sr} fortement positifs, entre +72,1 et +196), cette source ayant les mêmes caractéristiques que la croûte tibétaine [Parrish et Tirrul, 1989]. Les valeurs de $\delta^{18}O$ entre 9,6 et 11,2‰ sont également compatibles avec une fusion de croûte profonde [Searle, 1991], et selon cet auteur, la source de ces leucogranites peut être recherchée dans le KMC.

Un âge U-Pb sur zircon de $21,0 \pm 0,5$ Ma et deux âges U-Pb monazite de 17-19 Ma ont été obtenus pour le granite du Baltoro [Parrish et Tirrul, 1989]. Deux échantillons provenant du secteur du Pic de Latok, le long du glacier de Biafo, ont fourni des âges U-Pb sur

zircons et monazites de $21,4 + 0,3/-0,8$ Ma et $25,5 + 0,3/-0,6$ Ma respectivement [Schärer *et al.*, 1990]. Même si ces minéraux présentent des traces d'un héritage Précambrien, ces différents âges indiquent une mise en place au tout début du Miocène. Selon Schärer *et al.* [1990], cette fusion de matériel crustal vers 25-20 Ma reflète une phase majeure de l'orogénèse karakoro-himalayenne qui affecte les plaques indienne et eurasiatique. D'autre part, des âges de refroidissement K-Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite, muscovite et feldspath potassique tortoniens à pliocènes précoces ont été obtenus [Debon *et al.*, 1986; Schärer *et al.*, 1990; Searle, 1991]. Ils suggèrent, selon ces auteurs, que l'ensemble de l'unité plutonique du Baltoro est resté à haute température (au dessus de 350°C) pendant tout le Miocène.

- *Les filons leucogranitiques de Hunza* [Desio et Martina, 1972; Debon *et al.*, 1987; Searle, 1991; Crawford et Searle, 1993]

Ces filons sont intrusifs dans les granites crétacés du batholite axial et leur encaissant métamorphique. Ils sont particulièrement développés dans l'unité plutonique de Hunza, où ils forment un puissant complexe constituant jusqu'à 40% de certains affleurements. Ils s'agit de leucogranites à $Mu - Grt$, de granites à $Bt - Mu$ et de granodiorites et monzogranites aplitiques à Bt avec parfois des bordures pegmatitiques. Leurs caractéristiques, tant pétrographiques que géochimiques, sont comparables à celles des granites du Baltoro, suggérant une origine commune [Crawford et Searle, 1993]. Ces filons ont fourni des âges de refroidissement en K-Ar sur biotites et muscovites de 16,9 à 2,7 Ma [Debon *et al.*, 1987] et de 25 à 4 Ma [Searle *et al.*, 1989; Treloar *et al.*, 1989].

- *Sumayar* [Searle, 1991; Crawford et Searle, 1993]

Le petit pluton non déformé de Sumayar, n'a pas été daté. Il est intrusif dans les formations du KMC juste au Sud de Baltit, à proximité de la vallée de Hunza (fig. 25-a). C'est un leucogranite homogène à $Qtz - fK - Pl - Mu \pm Bt - Tm \pm Grt$, à composition d'adamellite, déprimé en magnésium. Ce leucogranite présente des caractères géochimiques similaires à ceux des leucogranites himalayens miocènes du type Manaslu et serait issu de la fusion de métapélites [*ibid.*].

- *Aliabad et Nagar* [Searle, 1991; Crawford et Searle, 1993]

Ces petits plutons, cartographiés et échantillonnés par Le Fort en 1980, Debon et Le Fort en 1982 et Crawford en 1988 le long de la vallée de Hunza et dans la partie aval de la vallée de Hispar, sont intrusifs dans le KMC et disposés parallèlement à la schistosité

régionale. Ils sont constitués de leucogranites peralumineux à Mu-Gr \pm Tm \pm Be. Quelques analyses géochimiques sont fournies [Crawford et Searle, 1993].

- *Le magmatisme alcalin miocène* [Desio et Zanettin, 1970; Rex *et al.*, 1988; Pognante, 1990]

Dans le Karakorum, et jusqu'à la découverte de la syénite d'Hemasil dans la vallée de la Basha (cf. IV-4), du magmatisme alcalin récent avait été décrit uniquement dans le secteur du K2. Il s'agit de lamprophyres riches en potassium recoupant les formations de gneiss du K2 [Desio et Zanettin, 1970], ainsi que de filons shoshonitiques et ultrapotassiques intrusifs dans le granite de Sughet et les formations de Shaksgam [Pognante, 1990]. Les lamprophyres ont fourni des âges de refroidissement miocènes [22 Ma, K-Ar sur biotite, Rex *et al.*, 1988], interprétés comme des âges post-mise en place. Il est cependant à noter que cet âge de 22 Ma est plus vieux que les âges K-Ar et Ar-Ar de refroidissement du granite du Baltoro, situé à proximité [Debon *et al.*, 1986; Schärer *et al.*, 1990; Searle, 1991]. Il est de plus équivalent à l'âge de mise en place de ce dernier dont on sait qu'il développe un métamorphisme de contact dans son encaissant. On peut donc se demander si ces 22 Ma ne correspondraient pas plutôt à un refroidissement postmétamorphique. Dans ce cas leur mise en place serait donc antérieure au Miocène.

Leur minéralogie est dominée par le phlogopite avec des proportions variables selon les filons de Qtz, fK, Pl, Am, Cpx. Nombre d'entre eux présentent des traces d'une altération hydrothermale. Par ailleurs, ces filons sont fortement enrichis en TR Légères et en éléments incompatibles, leurs variations de composition reflétant des phénomènes de cristallisation fractionnée. Ces données géochimiques s'accordent avec une origine par faible taux de fusion partielle d'une péridotite mantellique préalablement enrichie en éléments incompatibles par une composante crustale [Pognante, 1990]. Cet auteur associe ce magmatisme alcalin au fonctionnement de la faille décrochante du Karakorum, de part et d'autre de laquelle il se manifeste.

- *Mango Gusor* [Searle *et al.*, 1989; Searle, 1991]

Ce pluton, situé juste au Nord du sommet du Mango Gusor, au Sud de la vallée de la Braldu, et qui a servi à caller l'évolution tectonométamorphique du Sud Karakorum dans de nombreux travaux antérieurs n'a fait l'objet d'aucune description très précise. Searle *et al.* [1989] et Searle [1991] parlent simplement d'un granite-granodiorite à biotite-muscovite à grain moyen et non folié. Il est dit sécant sur la schistosité et les plan axiaux de plis observables dans son encaissant. Ce pluton a fourni un âge de cristallisation de $37,0 \pm 0,8$ Ma en U-Pb sur zircon et un âge de refroidissement de 22,0 Ma

en K-Ar sur muscovite. Ni description pétrographique fine, ni analyse géochimique ne sont fournies.

2. - MÉTHODES ANALYTIQUES

Les analyses de minéraux sur lame mince polie ont été réalisées soit à l'Institut National Polytechnique de Grenoble, avec l'aide de Mme N. Valignat, soit au Dipartimento di Science Petrologiche e Mineralogiche de l'Université de Turin, avec le concours de MM S. Borghi et F. Rolfo. La microsonde de Grenoble est une WDS Camebax SX50 et les conditions analytiques sont de 15 KV et 15 nA pour un temps de comptage de 10 s (sauf pour le sodium: 6 s). La microsonde de Turin est une SEM-EDS Cambridge 5360. Les conditions analytiques sont de 15 KV et 300 pA avec un temps de comptage pour l'ensemble des éléments de 60 s.

Toutes les analyses chimiques sur roche totale ont été réalisées par K. Govindaraju au CRPG de Nancy selon la procédure analytique suivante: solutions préparées par fusion avec ajout de LiBO₂ et dissolution par HNO₃; dosage par ICP émission, pour les éléments majeurs et le Sc, et en ICP-MS pour tous les autres éléments en traces.

Les poudres utilisées pour ces analyses sur roche totale ont par contre été préparées dans deux laboratoires (Pakistan et France), avec des appareillages de porphyrisation réalisés dans des matériaux différents. Vingt et un échantillons ont été porphyrisés au mortier en tungstène au Geoscience Laboratory d'Islamabad tandis que les autres l'ont été au mortier en agate à l'Institut Dolomieu. Le tungstène utilisé pour la réalisation des mortiers peut inclure différents éléments en traces susceptibles d'entraîner une contamination des échantillons. Il était donc nécessaire de vérifier s'il y avait ou non contamination de la première série de 21 échantillons. Nous avons pour cela comparé les analyses chimiques d'échantillons de même nature préparés selon les deux méthodes.

Les échantillons du pluton syénitique d'Hemasil constituent le meilleur groupe pour effectuer cette comparaison: TK835 a été porphyrisé à l'agate tandis que tous les autres ont été préparés au tungstène (tab. 7 et chapitre IV-4). On constate que, hormis le tungstène, le seul enrichissement notable porte sur le cobalt. Pour les autres éléments en traces, y compris les terres rares, les teneurs relevées dans TK835 se situent aux mêmes niveaux que dans les autres échantillons. Ceci a été confirmé à partir d'autres groupes d'échantillons ayant également subi les deux types de traitement. Il semble donc qu'il n'y ait pas d'autre contamination significative que celles du tungstène et du cobalt, et que le mortier en tungstène du Geoscience Laboratory d'Islamabad possède une signature en éléments en traces négligeable.

(en ppm)

Ech.	TK835	TK841	TK845	TK836	TK838	TK839	TK837
As	0,34	1,14	0,24	0,85	1,18	0,68	0,53
Ba	314	191	89	3108	2434	364	1046
Be	2,96	3,00	4,72	2,03	0,61	1,12	1,07
Bi	0,38	tr	0,14	0,20	0,09	tr	tr
Cd	0,07	0,03	0,64	0,08	0,23	tr	0,02
Ce	60,87	61,09	84,32	72,09	81,29	71,77	21,83
Co	3,4	27,5	9,8	28,8	58,3	31,9	18,2
Cr	0,2	1,0	tr	0,1	0,4	tr	tr
Cs	2,22	0,83	7,35	4,20	1,23	1,94	3,81
Cu	65,1	18,0	24,9	56,8	373	39,1	60,3
Dy	3,15	3,45	3,66	6,24	7,03	7,52	2,187
Er	2,05	2,05	3,08	2,77	2,76	3,24	1,059
Eu	1,16	1,10	0,59	3,44	4,06	3,82	0,84
Ga	20,8	23,2	31,2	20,5	24,5	19,0	22,5
Gd	3,48	3,93	3,51	7,31	9,66	9,32	2,37
Hf	3,26	3,65	9,86	2,03	1,58	1,79	1,67
Ho	0,78	0,81	0,95	1,23	1,33	1,47	0,444
La	31,70	31,41	49,56	29,42	34,38	26,39	10,24
Lu	0,34	0,38	0,68	0,31	0,29	0,31	0,17
Mo	3,02	0,11	0,13	1,04	0,37	1,19	0,36
Nb	5,85	6,11	12,35	6,64	1,49	5,83	6,09
Nd	24,33	25,87	25,46	45,74	57,55	53,75	12,33
Ni	1,93	0,87	0,47	1,06	2,90	0,67	0,28
Pb	16,89	17,43	66,25	15,89	9,35	13,76	9,95
Pr	6,68	6,92	8,02	10,16	11,71	11,25	2,79
Rb	201	131	202	175	58	107	202
Sb	0,01	tr	0,05	0,04	0,77	tr	tr
Sc	2,7	3,2	2,8	4,9	11,9	3,9	3,0
Sm	4,33	4,89	4,11	9,90	13,04	12,59	3,02
Sn	0,80	0,86	1,55	0,95	0,72	0,63	0,63
Sr	1021	503	846	3170	3204	1774	663
Ta	0,27	0,41	0,64	0,75	0,12	0,81	0,47
Tb	0,55	0,59	0,58	1,10	1,34	1,41	0,38
Th	9,14	6,62	19,15	2,60	1,05	2,66	1,31
Tl	0,35	0,14	0,43	0,27	tr	0,25	0,55
Tm	0,35	0,34	0,58	0,39	0,35	0,42	0,156
U	4,59	1,63	5,43	0,88	0,08	0,74	0,11
V	148	150	85	463	1298	342	137
W	0,2	162	63	176	110	199	96
Y	21,0	22,4	29,4	30,8	32,9	35,5	12,7
Yb	2,22	2,46	4,29	2,31	2,04	2,39	1,061
Zn	87	93	231	107	229	78	118
Zr	162	146	379,9	75,0	43,6	60,6	74,0

TAB. 7 - Teneurs en éléments en traces de la syénite d'Hemasil (en ppm).

3. - GISEMENT, PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES ORTHOGNEISS DU COMPLEXE MÉTAMORPHIQUE DU KARAKORUM DANS LE SECTEUR DU CHOGO LUNGMA

L'étude géologique de ce secteur du complexe métamorphique du Karakorum (KMC) a permis d'identifier de nombreux massifs d'orthogneiss qui n'avaient pas été reconnus jusque là. Leur étude pétrographique et géochimique a été faite sur une sélection de 47 échantillons choisis parmi ceux récoltés au cours de deux missions de terrain [1992: P. Le Fort et A. Pêcher; 1993: B. Lombardo, P. Le Fort, Y. Lemennicier, A. Pêcher, P. Pertusati et F. Rolfo]. Les échantillons appartiennent à la série "TK", préfixe qui ne sera pas systématiquement précisé par la suite.

Quatre groupes principaux de granitoïdes ont été définis sur des critères à la fois géographiques, pétrographiques et géochimiques (fig. 26) :

1- les orthogneiss de la Basha: ils sont composés principalement de faciès leucocrates échantillonnés sur les deux rives de la vallée de la Basha et sur les flancs du dôme du Mangol Bluk;

2- les orthogneiss du Bukpun: ils englobent des échantillons prélevés dans le dôme de Bukpun (Bukpun s.s.) et le long de divers affluents du Chogo Lungma. Ils sont composites du point de vue pétrographique mais présentent des caractéristiques géochimiques cohérentes;

3- les orthogneiss d'Aralter: ce petit pluton granodioritique est situé dans la vallée perchée d'Aralter qui surplombe la rive gauche de la Basha au niveau de Bisil;

4- les orthogneiss de Bolocho: cet ensemble d'échantillons, allant de faciès basiques à très acides aux caractéristiques géochimiques parfaitement distinctes de celles des orthogneiss du Bukpun, provient de la partie médiane de la vallée de Bolocho, affluent rive gauche (Nord) du Chogo Lungma.

Ces deux derniers groupes, d'extension limitée, sont relativement moins importants de part leur volume sur le terrain d'étude.

Enfin, nous avons réuni dans un cinquième ensemble des échantillons de nature très diverse difficilement rattachables aux quatre groupes précédemment définis. Il est composé:

(i) de trois échantillons provenant du glacier de Sokha situé au Nord du secteur étudié, à l'extrémité de la vallée de Berelter, affluent rive gauche de la Basha. Il s'agit d'une tonalite non déformée et de deux orthogneiss.

(ii) Deux autres échantillons proviennent de la vallée de Kero Lungma, située à l'Ouest de la précédente. Il s'agit d'adamellites porphyroïdes, dont l'une a été prélevée au front du glacier de Kero tandis que l'autre, à grain plus fin, provient d'un glacier affluent rive droite, plus en aval.

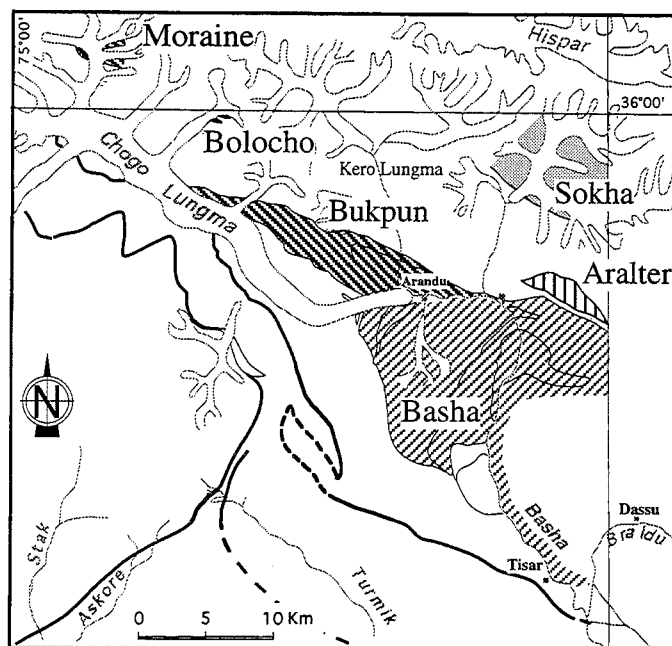


FIG. 26 - Carte de localisation des différents groupes d'orthogneiss.

Seuls les éléments majeurs et quelques traces ont été analysés sur ces cinq premiers échantillons;

(iii) Enfin, deux autres échantillons proviennent des orthogneiss de la Basha mais présentent des caractères tant pétrographiques que géochimiques très différents de ceux du groupe précédemment défini. Il s'agit d'un monzogabbro provenant de la vallée débouchant à Hemasil (vallée de Baltoro) et d'une monzonite de Doghra en rive gauche de la Basha.

3.a. Gisement et pétrographie

3.a.1. *Les orthogneiss de la Basha* Ech. n°: 443-453-459-462-464-764-776-779-787-821-827-897 (fig. 27)

Tout au long de la vallée de la Basha, depuis Bisil jusqu'à la jonction Basha-Braldu en rive gauche et d'Arandu jusqu'à Niesolo en rive droite, se rencontrent les mêmes alternances d'orthogneiss leucocrates (oeillés ou non et souvent rubanés), de micaschistes sombres à silicates d'alumine et/ou grenat, de gneiss amphiboliques (surtout au Sud de Dhogra), de niveaux d'amphibolites parfois à Grt, et de rares passées métriques de marbre (cf. chapitres II et III). L'ensemble est recoupé par des filons, ou des poches, de pegmatite à tourmaline. On y observe localement des zones à forte crénulation de puissance parfois hectométrique.

Les orthogneiss de la Basha ont une composition de leucogranite à deux micas qui les distingue des autres groupes. A l'affleurement, ce sont des orthogneiss leucocrates, systématiquement très foliés, parfois à rubanement marqué par des niveaux quartzofeldspathiques. Ils vont de faciès à grain fin à des faciès oeillés à mégacristaux de feldspath. Leur paragenèse est à Qtz-Pl-fK-Bt-Mu±Grt±Tm (tab. 8). De la cordiérite a été observée dans un échantillon (462). Le grenat et la

tourmaline ne se rencontrent pas systématiquement et sont localisés dans certains niveaux. Une description macroscopique succincte de chaque échantillon avec sa localisation est fournie en annexe 4.

Les proportions respectives des différentes phases minérales sont très variables, conférant à ce groupe une certaine hétérogénéité (tab. 8). La texture est généralement granoblastique, parfois porphyroblastique avec des mégacrists de feldspath potassique (443). La foliation est bien marquée par les micas, parfois même par toutes les phases minérales (453). Une déformation fragile tardive est souvent observable, accompagnée de recristallisations de muscovite dans les fractures des feldspaths, parfois d'épidote ou de chlorite autour des grenats. Cette déformation cassante est liée à une rétro-morphose dans le faciès schiste vert. Certains échantillons présentent des rubanements de quartz (453) ou de feldspath potassique (787). Excepté dans 776 et 821, le feldspath potassique, parfois poecilitique, apparaît comme la phase minérale dominante. Les proportions relatives de biotite et de muscovite sont variables selon les échantillons. La biotite est souvent rouge, parfois brune, en cristaux xénomorphes marquant la foliation. La muscovite, lorsqu'elle ne correspond pas à une altération tardive des feldspaths, se présente sous forme de cristaux xénomorphes allongés selon la foliation avec la biotite. Le plagioclase (albite ou oligoclase) n'est pas zoné et inclut fréquemment de nombreuses antiperthites. Le grenat peut présenter des caractères syn- (459), tardi- (779) ou post-cinématiques (453). La tourmaline est orientée selon la foliation, soit non zonée avec un pléochroïsme vert olive à rose pâle (827), soit zonée avec un coeur ocre jaune et une bordure à pléochroïsme allant de teintes vert olive sombres à claires (453). Les phases accessoires sont généralement peu abondantes, la plus commune étant l'apatite, parfois en gros cristaux légèrement poecilitiques (443). Le zircon est plus ou moins fréquent. Les opaques, sous forme de grains

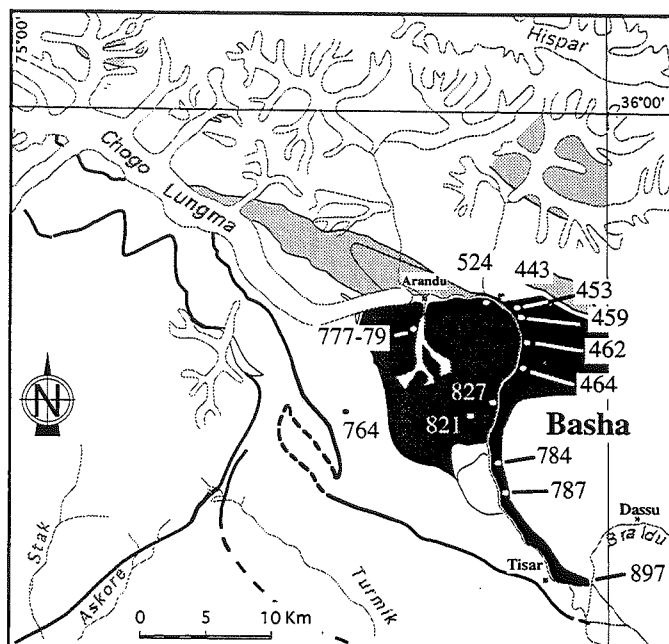


FIG. 27 - Carte de localisation des orthogneiss de la Basha.

xénomorphes associés à la biotite, de même que le sphène et l'épidote, sont rares. Enfin, une légère chloritisation des grenats a été observée.

3.a.2. *Les orthogneiss du Bukpun (s.l.)* Ech. n°: 371-373-380-386-387-391-402-405-573-574-609-613-618-696-743

Nous avons regroupé sous le nom générique de "Bukpun s.l." un ensemble d'orthogneiss mésocrates se développant le long du Chogo Lungma (principalement en rive gauche) et de ses affluents (fig. 28). Diversifiés sur le plan pétrographique, ces roches présentent des caractéristiques géochimiques, notamment du point de vue des traces et terres rares, homogènes, qui les distinguent clairement des autres groupes d'orthogneiss. Trois sous-groupes ont été définis:

N° Ech	TK443	TK453	TK459	TK462	TK464	TK764	TK776	TK779	TK787	TK821	TK827	TK897
Qtz	xxxxx	xxxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxxx	xxxxx	xxxxx
Pl	xxxxx	xxxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxxx	xxxxx	xxxxx
fK	xxxxxxx	xxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxx	xxxxxx	xxxxxxx
Bt	xxxxx	xx	xxx	xxx	xx	xxx	xx	x	xx	xxx	xx	xxx
Mu	x	xxxx	a	xx	xxx	xxxx	xxxx	xxx	xxx	xx	xxx	xx
Grt		xx	x	x				xx				
Crd				x								
Chl	a	a	a	a				a				
Tm		x					a				xx	
Ep	a			a				a				
Sph										a		a
Zr	a		a		a	a		a	a	a	a	a
Ap	a	a		a		a	a	a	a	a	a	
Op	a			a					a			

TAB. 8 - Orthogneiss de la Basha. Compositions minéralogiques des échantillons et proportions relatives de chaque phase minérale. Ces proportions ont été estimées à l'aide de chartes visuelles: x: 1 à 3 % - xx: 3 à 5 % - xxx: 5 à 10 % - xxxx: 10 à 20 % - xxxxx: 20 à 30 % - xxxxxx: 30 à 40 % - xxxxxxx: + de 40 % - a: accessoire. Cf. glossaire pour les abréviations.

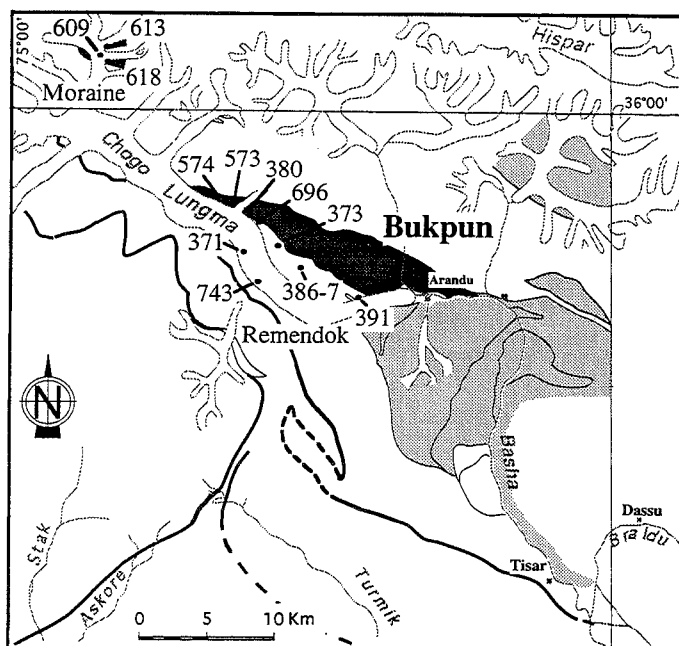


FIG. 28 - Carte de localisation des orthogneiss du Bukpun.

(a) les faciès type "Hunza" de Remendok, qui présentent les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de la granodiorite de Hunza;

(b) les faciès Bukpun s.s. provenant exclusivement du dôme de gneiss de Bukpun;

(c) les faciès Moraine Glacier, provenant de lames d'orthogneiss exposées le long de cet affluent du bassin supérieur du Chogo Lungma;

3.a.2.a. Les faciès type "Hunza" de Remendok

Ces orthogneiss correspondent aux échantillons 371 et 743, prélevés en blocs sur la rive droite du Chogo Lungma (fig. 28). Ils ont été identifiés sur le terrain comme des faciès équivalents de la granodiorite de

Hunza, à enclaves microgrenues riches en biotite. De tels orthogneiss ont également été observés à l'affleurement par P. Pertuzati en rive gauche de la vallée de Remendok, dans les formations de l'arc du Ladakh-Kohistan. Nous reviendrons sur ce point important du point de vue géodynamique lors de la discussion. Ils s'agit de roches mésocrates, fortement foliées, très riches en biotite et à grain de taille plurimillimétrique à centimétrique.

La texture est granoblastique et accompagne une forte déformation marquée par des figures de cisaillement S-C. La paragenèse est à Qtz-Pl-fK-Bt-Mu-Ep, le plagioclase constituant plus de 50% de la roche (tab. 9). C'est une andésine ou un oligoclase, en cristaux xénomorphes présentant une bordure de recristallisation tardive autour de coeurs subautomorphes d'origine magmatique, bien visibles dans 743. Le feldspath potassique est rare, en petits cristaux xénomorphes parfois myrmékitiques. La biotite est abondante, à pléochroïsme brun-vert à jaune paille, en cristaux subautomorphes marquant la foliation. La muscovite, secondaire et peu abondante, se présente soit en cristaux subautomorphes parallèles ou sécants sur la foliation, soit en petites lattes dans le plagioclase. L'épidote est abondante et peut représenter plus de 3% en volume de la roche. Elle se présente en petits cristaux xénomorphes à automorphes inclus dans le plagioclase ou la biotite. Le zircon, l'apatite et le sphène ainsi que de rares opaques constituent les phases accessoires. On ne note pas de trace d'altération tardive ni de fracturation marquée.

3.a.2.b. Les faciès Bukpun s.s. Ech. n°: 373-380-386-387-391-573-696

Ces faciès orthogneissiques sont restreints au dôme du Bukpun, très allongé, déversé vers le Sud, affleurant le long de la rive gauche (Nord) du Chogo Lungma, et

	Hunza	Hunza	Léopard	Moraine	Moraine	Bukpun	Bukpun	Bukpun	Bukpun	Bukpun	Bukpun
N° Ech	TK371	TK743	TK391	TK613	TK618	TK573	TK373	TK380	TK386	TK387	TK696
Qtz	xxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxxx	xxxxxx	xxxxxx	xxxxxx	xxxxxxx	xxxxxx
Pl	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxxxx	xxxxx	xxxxx
fK	x	x	x	xxxxx	xxxxx	xxxxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxxxxx	xxxxx	xxxxx
Bt	xxxx	xxxx	xxxx	xxxx	xxxx	xxxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxxxx
Mu	x	x	a		xxx	xx	xxx	xxx	xxx	xxx	xx
Ap		a		a	a	a	a	a	a	a	a
Calc									a		
Chl							a				
Ep	xx	xx	x	a	a	a	a	a	a	a	a
Grt										a	
Op	a			a		a	a	a	a	a	
Ru							a	a			a
Sph		a	a						a	a	a
Zr	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a

TAB. 9 - Orthogneiss du Bukpun. Compositions minéralogiques des échantillons et proportions relatives de chaque phase minérale. Légende: cf. tab. 8.

enveloppé par les formations métasédimentaires. Ils sont intrusifs dans cet encaissant métasédimentaire, comme le montrent les observations faites à leur contact supérieur dans le secteur de Kurumal, en rive gauche du Chogo Lungma. Ce contact est sécant et on retrouve dans les métasédiments des fantômes d'andalousite chiastolitique interprétables comme des témoins d'une ancienne auréole de métamorphisme de contact. Ces orthogneiss du Bukpun présentent des faciès très variés, leucocrates à mésocrates, à deux micas ou biotite seule, sans amphibole, parfois ocellés, parfois grossiers, parfois fins et rubanés avec des alternances de niveaux apliques et granitiques. La foliation est généralement très marquée. Des enclaves microgrenues riches en biotite, centimétriques à métriques et souvent très aplaties, sont fréquentes. Quelques niveaux d'amphibolites et de micaschistes à grenat sont localement associés à ces orthogneiss. Les pegmatites y sont rares. Une description macroscopique succincte de chaque échantillon avec sa localisation est donnée en annexe 4.

La texture est granoblastique ou porphyroblastique. Elle accompagne une forte foliation marquée par les micas et parfois par des lits de quartz. Les figures de cisaillement S-C sont fréquentes. Quelques échantillons présentent une déformation clastique tardive accompagnée de légères altérations des plagioclase et des biotites (saussuritisation, chloritisation).

Le quartz est xénomorphe, systématiquement déformé, parfois disposé en rubans selon la foliation. Le plagioclase est une andésine - oligoclase parfois en grands porphyroblastes. Il peut être poecilitique (Ep, Ep-Mu, Mu-Bt, Mu-Bt-Qtz). Le feldspath potassique est xénomorphe, parfois lui aussi en grands porphyroblastes, éventuellement perthitique (696) et/ou légèrement poecilitique (Bt-Mu-Qtz-Ep: 696; Mu-Bt-Qtz-Ap: 380). La biotite est abondante, en cristaux xénomorphes à subautomorphes marquant la foliation et peut se

présenter en amas (391-696), ce qui donne alors à la roche un aspect tacheté (faciès "léopard"). Elle présente un pléochroïsme brun-rouge à jaune paille. La muscovite apparaît sous forme de cristaux xénomorphes associés à la biotite selon la foliation ou en petites lattes, avec la séricite, dans les plagioclases. Elle est rare dans 391.

Parmi les phases accessoires, l'épidote peut être abondante, soit en altération des feldspaths, soit associée à la biotite ou au sphène. Elle présente un coeur pléochroïque rouge-orangé et une bordure incolore et semble relativement tardive par rapport à la foliation. L'apatite est souvent abondante, en grands cristaux sub-automorphes. Elle n'a pas été identifiée dans 391. Les zircons sont petits et généralement automorphes, plus ou moins abondants. Les opaques sont rares et xénomorphes. Le sphène est généralement rare ou absent mais peut apparaître en grands cristaux xénomorphes dans 391. Quelques aiguilles de rutile ont été observées dans les biotites de 373 et 696. 387 contient quelques cristaux squelettiques de grenat tard-métamorphe. Enfin, 386, proche d'un niveau carbonaté, contient quelques cristaux xénomorphes de calcite.

3.a.2.c. Les faciès du glacier Moraine Ech. n°: 609-613-618

609 a été prélevé en bloc sur la moraine du glacier dans sa partie médiane. 613 et 618 proviennent des deux grosses lames d'orthogneiss situées en rive gauche du glacier et interfoliées dans les formations métasédimentaires (fig. 28). Ce sont des faciès fins, homogènes, mésocrates, fortement foliés, riches en biotite et en lits quartzo-feldspathiques soulignant la foliation. De nombreuses figures de cisaillement et microplis isoclinaux sont observables à l'affleurement.

La texture est granoblastique avec une très forte foliation marquée par l'allongement de tous les minéraux. Quartz, plagioclase et feldspath potassique sont en proportions sensiblement égales (tab. 9). Le plagioclase, très acide (albite probable), est souvent antiperthitique. Le feldspath potassique est un microcline. La biotite, en cristaux subautomorphes, est pléochroïque dans les brun-vert à jaune paille. La muscovite, lorsqu'elle est présente, est tardive. Parmi les minéraux accessoires on note la présence d'épidote à coeur pléochroïque rouge-orangé identique à celle observée dans les faciès Bolocho (cf. ci-dessous), xénomorphe, associée à la biotite. L'apatite et le zircon sont très abondants. Les opaques sont rares, associés à la biotite.

3.a.3. Les orthogneiss d'Aralter Ech. n°: 801-804-805-811-812 (fig. 29)

Ce massif d'orthogneiss, situé dans la vallée perchée d'Aralter, affluent rive gauche de la Basha

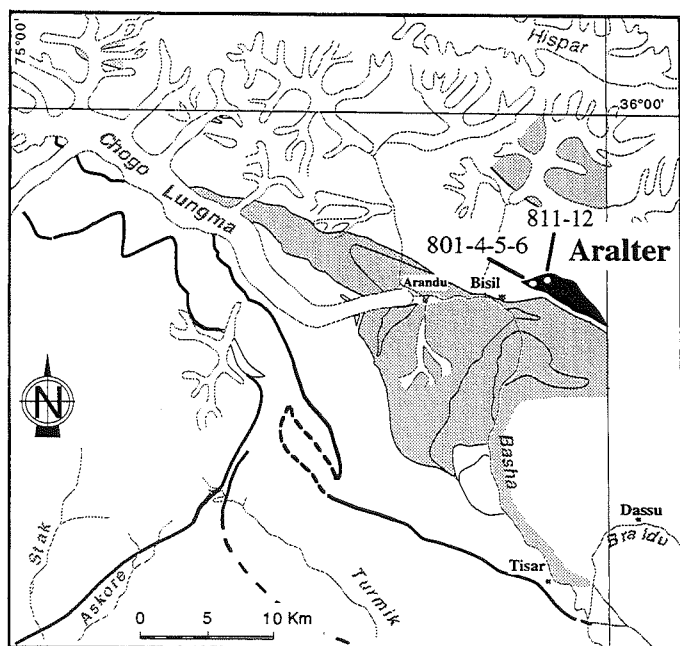


FIG. 29 - Carte de localisation des orthogneiss d'Aralter.

N° Ech	TK801	TK804	TK805	TK806	TK812
Qtz	xxxxxxx	xxxxxx	xxxxxxx	xxxxxx	xxxxxxx
Pl	xxxxxx	xxxxxxx	xxxxxx	xxxxxx	xxxxxx
fK	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx
Bt	xxx	x	xxx	xxx	xxx
Mu	xx	x	xx	xx	a
Grt					
Chl	a	a	a	a	a
Ep	a			a	
Sph	a				
Zr	a	a	a	a	a
Ap	a	a	a	a	a
Op	a	a	a	a	

TAB. 10 - Orthogneiss d'Aralter. Compositions minéralogiques des échantillons et proportions relatives de chaque phase minérale. Légende: cf. tab. 8.

au niveau du village de Bisil, se présente sous la forme d'une lentille très allongée d'environ 7 km de long sur 2 km de large. Il constitue le coeur d'une structure anticlinale déversée vers le Sud. Ce granitoïde orthogneissifié est intrusif dans un niveau d'amphibolite. Il présente une forte foliation plan axiale acquise dans un régime principalement en aplatissement lors de la phase de plissement isoclinal D1 (cf. chapitre III).

Il s'agit d'un orthogneiss leucocrate, relativement homogène, à grain fin, contenant quelques niveaux à grenat. A sa bordure, il présente une certaine hétérogénéité, avec un faciès dominant porphyroblastique à cristaux plurimillimétriques (804) et des faciès

leucocrates à grain fin subordonnés (805), le tout recoupé par des filons légèrement plus sombres et plus fins du même matériel (806). Ces derniers sont eux même recoupés par des filonets leucocrates. Quelques blocs à enclaves biotitiques fortement aplaties (Pl. 7 - Ph. a - chap. III) ont également été observés.

La texture est granoblastique, parfois reprise par une déformation clastique tardive (804). La composition est généralement à Qtz-Pl-fK-Bt±Mu avec comme minéraux accessoires Ep (All), Sph, Zr, Ap et Op (tab. 10). Le plagioclase étant deux fois plus abondant que le feldspath potassique, il s'agit d'une granodiorite. Ses différentes phases minérales ont été analysées à la microsonde électronique (échantillons 801 et 804: tab. 11).

Le quartz est xénomorphe et représente généralement plus de 40% de la roche. Le plagioclase est un oligoclase (An₁₇), xénomorphe, parfois légèrement poecilitique (Qtz-fK), non zoné. Le feldspath potassique est un microcline xénomorphe souvent perthitique. La biotite, en cristaux xénomorphes, marque la foliation, et présente un pléochroïsme allant du brun-verdâtre au jaune paille. Elle est relativement ferrifère (X_{Mg} de 0,48) et riche en titane (3,27 % de TiO₂). Deux générations de muscovite ont été observées. La plus abondante est une muscovite métamorphique, parfois légèrement rosée, cristallisant en petites lattes dans le

Analyse n°	TK801-57	Analyse n°	TK804/S1Mu1	TK804/S2Mu7	Analyse n°	TK804/S2P114	Analyse n°	TK801-59
Minéral	Biotite	Minéral	Muscovite		Minéral	Plagioclase	Minéral	Allanite
SiO2	37,03	SiO2	49,06	49,40	SiO2	64,79	SiO2	35,15
Al2O3	16,12	Al2O3	37,36	30,89	Al2O3	22,12	Al2O3	20,00
MgO	9,81	MgO	0,04	1,30	MgO	0,00	MgO	0,45
FeO*	19,13	FeO*	0,18	5,06	FeO	0,00	FeO*	12,15
MnO	0,43	MnO	0,00	0,00	MnO	0,00	MnO	0,11
Cr2O3	0,01	Cr2O3	0,00	0,03	Cr2O3	0,00	Cr2O3	0,00
TiO2	3,27	TiO2	0,00	0,64	TiO2	0,00	TiO2	0,17
NiO	0,00	NiO	0,01	0,00	NiO	0,00	NiO	0,00
CaO	0,00	CaO	0,00	0,00	CaO	3,45	CaO	18,59
Na2O	0,09	Na2O	0,25	0,19	Na2O	9,22	Na2O	0,00
K2O	10,05	K2O	10,76	10,25	K2O	0,19	K2O	0,00
Σ	95,94	Σ	97,66	97,76	Σ	99,77	Σ	86,62

Formules structurales

(22 oxygènes - ignorant H2O+)

Si	5,620	Si	6,294	6,478
Al iv	2,380	Al iv	1,706	1,522
Σ	8,00	Σ	8,00	8,00

Al vi	0,502	Al vi	3,941	3,252
Mg	2,219	Mg	0,007	0,253
Fe2+	2,427	Fe3+	0,021	0,617
Mn	0,056	Mn	0,000	0,000
Cr	0,001	Cr	0,000	0,003
Ti	0,373	Ti	0,000	0,063
Ni	0,000	Ni	0,001	0,000
Σ	5,58	Σ	3,97	4,19

Ca	0,000	Ca	0,000	0,000
Na	0,026	Na	0,062	0,048
K	1,945	K	1,761	1,715
Σ	1,97	Σ	1,82	1,76

(32 oxygènes)

Si	11,427	Si	3,337
Al	4,597	Al	2,237
Σ	16,02	Fe3+	0,964

Mg	0,001	Ti	0,012
Fe2+	0,000	Mn	0,008
Mn	0,000	Mg	0,063
Cr	0,000	Cr	0,000
Ti	0,000	Ni	0,000
Ni	0,000	Ca	1,891
Ca	0,651	Na	0,001
Na	3,151	K	0,000
K	0,043	Σ	8,51
Σ	3,85		

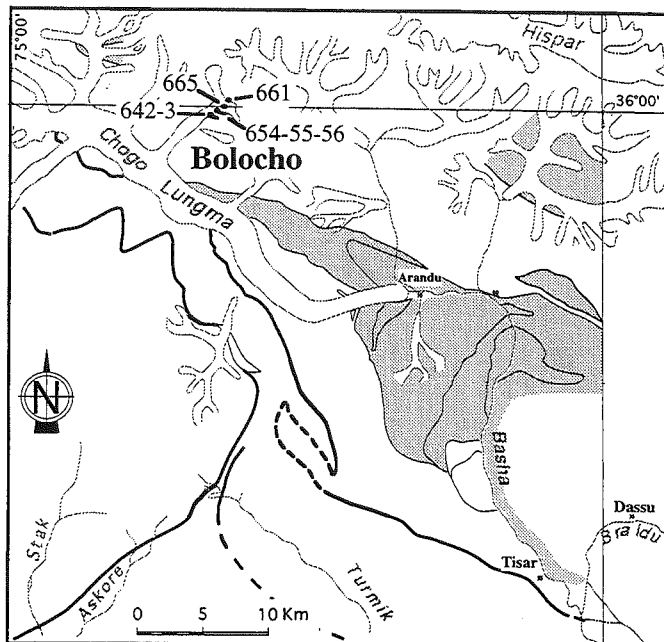
(12.5 Ox - ignorant H2O, F)

Albite %	82,0
Anorthite %	16,9
Orthose %	1,1

TAB. 11 - Analyses représentatives de minéraux de l'orthogneiss d'Aralter.

réseau cristallin des feldspaths. Elle est également présente en grands cristaux xénomorphes dans 801. Cette muscovite est riche en phengite (6.5 Si, tab. 11) avec de fortes teneurs en fer et en magnésium (jusqu'à 0,62 Fe et 0,25 Mg pour 22 oxygènes). La muscovite de 804, datée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, a fourni un âge de refroidissement de 5 Ma [Villa *et al.*, 1996, cf. chapitre V]. La seconde génération de muscovite, très accessoire, se développe dans des fractures tardives affectant les feldspaths. Elle est plus riche en alumine et très pauvre en fer et magnésium (tab. 11).

Les minéraux accessoires sont: des cristaux automorphes de zircon et d'apatite; des opaques plus ou moins rares, ilménite généralement; du sphène et de l'allanite en rares cristaux subautomorphes. Une très légère altération tardive affecte fréquemment les feldspaths et la biotite.



3.a.4. Les orthogneiss de Bolocho Ech. n°: TK642 - 643 - 654 - 655 - 656 - 661 - 665 (fig. 30)

FIG. 30 - Carte de localisation des orthogneiss de Bolocho.

Ce groupe réunit l'ensemble des orthogneiss acides et basiques de la petite vallée glaciaire de Bolocho, affluent rive gauche du Chogo Lungma. Les structures qui les contiennent sont des plis isoclinaux de longueur d'onde décamétrique à hectométrique. 655 et 656 ont été échantillonnés dans un pli décamétrique constitué d'alternances pluricentimétriques à métriques d'orthogneiss (656) et d'amphibolites (655). 654 a été prélevé environ 100 m plus au Sud sur un affleurement d'orthogneiss leucocrates. La série contenant ces trois échantillons (654 à 656), replissée, a une puissance apparente plurihectométrique. 642 et 643 proviennent de la bordure d'une masse d'orthogneiss constituant le cœur d'un pli isoclinal hectométrique dont la partie externe est formée d'alternances de marbres et quartzites. Ce pli, situé juste au Sud des affleurements précédents, en est séparé par une faille à fort pendage Sud. Enfin, 661 et 665 ont été prélevés en éboulis dans la partie supérieure de la vallée de Bolocho (rive gauche), au Nord des affleurements précités.

Ces orthogneiss ayant été fortement déformés et recrystallisés au cours des événements tectono-métamorphiques postérieurs à leur mise en place, nous n'avons pas pu définir clairement leurs relations tant mutuelles qu'avec les formations métasédimentaires environnantes. Ainsi, les alternances acide-basique observées à l'affleurement pourraient-elles correspondre soit à d'anciennes zones de cumalats alternant avec des liquides acides, soit, compte-tenu du fort taux d'aplatissement enregistré dans le KMC (10/1, cf. chapitre III), à d'anciennes enclaves basiques dans un magma acide. Ces enclaves pourraient être d'origine magmatique ou correspondre à des fragments d'un encaissant amphibolitique (fig. 31). De même, il n'a pas été possible de

déterminer si les granitoïdes étaient intrusifs dans les formations métasédimentaires ou s'ils étaient juxtaposés par la tectonique, bien que nous estimions la première hypothèse comme étant la plus probable.

Ces orthogneiss sont des roches à grain fin fortement foliées, à l'aspect et au toucher saccharoïde, mélanocrates (amphibolite 655) à leucocrates (654), souvent riches en épidote. Ils présentent parfois des cristaux plurimillimétriques de biotite (643), des lits riches en quartz (654) ou des yeux très étirés et entièrement recrystallisés de feldspath potassique (665). Leur composition minéralogique est résumée dans le tableau 12.

Ces roches ont une texture granoblastique avec recrystallisation totale lors de l'acquisition de la foliation principale. Elles sont exemptes d'altération. Le feldspath potassique (microcline), soit absent soit au contraire très abondant ($\approx 20\%$, 654), est en grands cristaux parfois poecilites (Qtz) allongés selon la



FIG. 31 - Alternances de faciès acides et d'amphibolites dans les orthogneiss de Bolocho.

foliation. La biotite, en cristaux subautomorphes, marque la foliation et présente un pléochroïsme brun-vert à jaune paille. Elle peut être légèrement poecilitique (Ep). Certains échantillons contiennent de l'amphibole poecilitique (Qtz-Bt-Ep-Feld) marquant la foliation, à pléochroïsme vert profond - vert olive - jaune paille (hornblende).

Toutes ces roches sont riches en épidote (jusqu'à $\approx 20\%$ pour 643), souvent zonée, à bordure incolore et à cœur pléochroïque rouge-rosé, jaune-vert, bleu-vert pâle. Cette épidote métamorphique est synfoliale, généralement xénomorphe, quelquefois en amas. Le sphène, généralement xénomorphe, peut être abondant (661). Certains échantillons présentent de la calcite en phase accessoire. Les autres accessoires sont le zircon, en cristaux arrondis, l'apatite, généralement automorphe, et quelques rares opaques (ilménite notamment).

La présence d'une importante quantité d'épidote stable dans les conditions de métamorphisme du faciès amphibolite supérieur suggère des fugacités d'oxygène élevées dans le secteur de Bolocho [Apté et Liou, 1983].

3.a.5. Autres granitoïdes

3.a.5.a. Glacier Moraine

L'échantillon 600 provient d'un bloc morainique de la partie médiane du glacier Moraine (fig. 32). Il s'agit d'un orthogneiss à grain fin, homogène, mésocrate, riche en biotite et en lits quartzo-feldspathiques marquant la foliation.

3.a.5.b. Kero Lungma Ech. n°: 402-405 (fig. 32)

Ces deux échantillons d'orthogneiss, prélevés sur bloc, proviennent de la vallée de Kero Lungma. 402 a été échantillonné au front du glacier de Kero tandis que 405 l'a été au front d'un glacier affluent rive droite, plus en aval dans la vallée. 402 est un orthogneiss porphyroïde, mésocrate, à biotite et muscovite, à cristaux centimétriques de feldspaths potassiques maclés Carlsbad et de plagioclases. 405 est un faciès plus fin mais pouvant contenir des porphyroblastes de feldspath, riche en biotite, finement folié.

La texture de 402 est marquée par une forte déformation cisailante et le développement de sous-grain. Celle de 405 est granoblastique, avec une forte foliation soulignée par l'allongement de tous les

N° Ech	TK642	TK643	TK654	TK655	TK656	TK661	TK665
Qtz	xxxxxx	xxxx	xxxxxxx	xxxxxx	xxxxxxx	xxxxx	xxxx
Pl	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxxxxx	xxx
fK	xxxxxx	xxxxx	xxx		xxx		xxxxxxx
Bt	xxxxx	xxxxx	xxx	xxxx	xxxx	xxxx	xxxx
Mu		xx					x
Am				xxxxx	xx	xx	
Ep	x	xxxx	a	xx	x	xx	xx
Calc			a		a		a
Sph	a	a	a	x	a	xxx	
Zr	a		a	a	a	a	a
Ap	a		a	a	a	a	a
Op		a	a		a		a

TAB. 12 - Orthogneiss de Bolocho. Compositions minéralogiques des échantillons et proportions relatives de chaque phase minérale. Légende: cf. tab. 8.

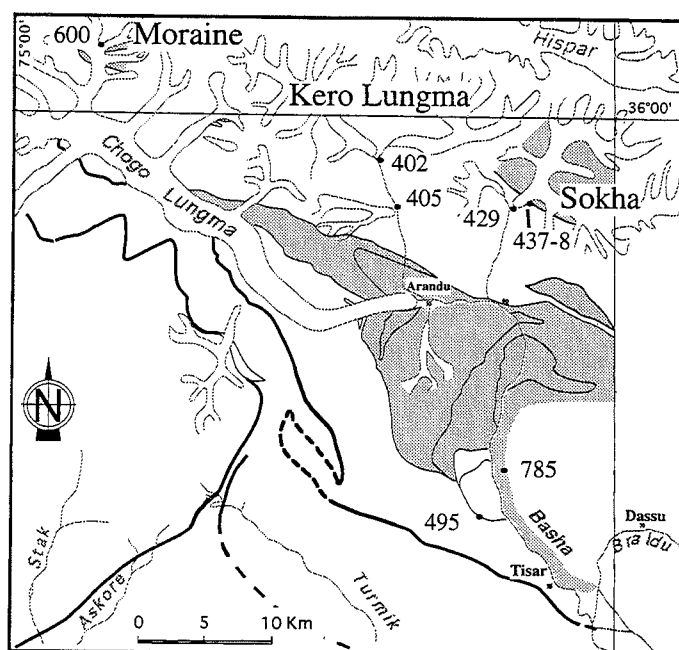


FIG. 32 - Carte de localisation des échantillons non rattachés à l'un ou l'autre des ensembles précédents.

minéraux. Leur composition minéralogique est reportée dans le tableau 13. Le quartz est peu abondant. Le feldspath potassique, dominant, est un microcline, parfois poecilitique (Bt-Qtz-Pl). Le plagioclase est une andésine riche en antiperthites, parfois poecilitique (Qtz-Mu-Bt). La biotite est abondante, xénomorphe, marquant la foliation, parfois légèrement poecilitique (Qtz-Zr). La muscovite se présente soit sous forme de cristaux xénomorphes dans la foliation, soit en petites lattes dans les mégacristaux de plagioclase, soit encore sous forme de séricite le long de fractures. Parmi les minéraux accessoires on compte l'épidote en petits cristaux xénomorphes associés à la biotite, l'apatite parfois en gros cristaux, le sphène, le zircon et quelques opaques. Le zircon est particulièrement fréquent dans 405. Une très légère altération se marque par des phénomènes de chloritisation de la biotite sur 405 et une saussuritisation du plagioclase.

3.a.5.c. Sokha Ech. n°: 429-437-438
(fig. 32)

Ces échantillons ont été prélevés au niveau de la partie inférieure du glacier de Sokha, affluent de la vallée de Berelter. Deux types de matériel ont été récoltés par P. Le Fort et A. Pêcher en 1992: un orthogneiss et un granitoïde non déformé.

Deux faciès orthogneissiques ont été échantillonnés en éboulis de base d'affleurement, en rive droite du glacier de Sokha: 437 est un orthogneiss à grain fin avec une foliation bien marquée par la biotite tandis que 438 est un orthogneiss à grain grossier, riche en feldspaths et à foliation assez fruste. Leur encaissant est constitué de formations métasédimentaires, représentées ici par des alternances de gneiss sombre, localement amphibolique (Hbl-Bt), de niveaux de cipolin, parfois à minéraux, et de quartzite, le tout fortement déformé (plis isoclinaux D1, crénulation D2). Ces formations, tout comme les orthogneiss eux-mêmes, sont recoupées par de nombreux filons de pegmatites également déformés (boudinage, schistosité, plis ptygmatisques).

Du point de vue pétrographique (tab. 13), 437 et 438 se caractérisent par l'abondance du feldspath potassique, qui peut dépasser 50% en volume de la roche. Ce fK est un microcline, xénomorphe, parfois légèrement poecilitique, en cristaux dépassant 5 mm dans 438. Le plagioclase, au moins deux fois moins abondant que le fK, est toujours xénomorphe, parfois en grands cristaux légèrement zonés, avec de nombreuses antiperthites. Le quartz, en cristaux allongés de taille variable, marque la foliation dans 437. La biotite en cristaux subautomorphes est pléochroïque dans les brun-rouge sombre à marron clair. La muscovite est rare, sous forme de quelques lattes dans les feldspaths. L'apatite et le zircon sont rares, automorphes. Dans 437 le sphène est présent en cristaux xénomorphes. Enfin, 438 contient quelques opaques et de l'épidote. Une légère fracturation tardive affectant les deux échantillons s'accompagne de légères chloritisations et séricitisations.

Le granitoïde non déformé, 429, provient d'un bloc d'adamellite gris clair, sans enclaves, issu de la moraine du glacier de Sokha composée majoritairement de ce type de granitoïde. Plusieurs faciès de cette adamellite ont été observés (tab. 13): un faciès fin équivalent à deux micas (Bt>Mu; 429); un faciès grossier et un faciès à tendance porphyroïde. 429 n'ayant pas été observé à l'affleurement, il est impossible de définir ses relations avec son encaissant. Il provient probablement d'un des plutons du batholite axial, juste au Nord du secteur étudié.

	Sokha	Sokha	Sokha	Kero	Kero	Basha	Basha
N° Ech	TK429	TK437	TK438	TK402	TK405	TK495	TK785
Qtz	xxxxxx	xxxxx	xxxxx	xxxx	xxxx	xxx	xx
Pl	xxxxx	xxxx	xxxx	xxxxxx	xxxx	xxxxxxx	xxxxx
fK	xxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxx	xxxxxxx	xxx	xxxxx
Bt	xxxx	xxxx	xxx	xxx	xxxx	xxxxx	xxxx
Mu	x	a	a	xxx	x		
Am							xxxx
Cpx							xxxx
Chl	a		a		a	a	
Ep			a	a	a	xxxx	a
Sph		a		a		a	a
Zr		a	a	a	a	a	a
Ap	a	a	a	a	a	a	a
Op			a	a			a

TAB. 13 - Autres granitoïdes du secteur étudié. Compositions minéralogiques des échantillons et proportions relatives de chaque phase minérale. Légende: cf. tab. 8.

Au microscope, cet échantillon présente une texture grenue, sans orientation préférentielle, et n'est affecté que par une légère fracturation tardive. Il est riche en feldspaths avec des proportions à peu près équivalentes de fK et Pl. Toutes les phases principales sont xénomorphes. Le plagioclase est un oligoclase, légèrement poecilitique (Bt-Mu-Qtz). Le feldspath potassique peut également être poecilitique (Qtz-Pl) et présente parfois quelques perthites. La biotite est pléochroïque dans les rouge-brun à jaune paille. La muscovite, rare, se présente en petites lattes dans le plagioclase. L'apatite est rare et plutôt xénomorphe. On note une très légère altération tardive liée à la fracturation, se manifestant par une chloritisation des biotites et une séricitisation des feldspaths.

3.a.5.d. Autres faciès Basha Ech. n°: 785 et 495 (fig. 32)

785 est un orthogneiss mésocrate à grain fin, très folié, à Am-Bt, pris sur le bord du canal d'irrigation courant au-dessus de Dhogra en direction de Demal (rive gauche de la Basha). Cet orthogneiss à texture granoblastique présente une composition de monzonite à Qtz-Pl-fK-Bt-Am-Cpx. Le quartz est peu abondant (< 5%). Le plagioclase (andésine) est à peu près aussi abondant que le feldspath potassique. La biotite présente un pléochroïsme brun sombre à jaune paille. Le clinopyroxène, xénomorphe, présente un pléochroïsme vert pâle à vert rosé pâle (pigeonite ou augite probables) et est rétrotransformé en hornblende. Cette dernière est poecilitique (Qtz-Bt) avec un pléochroïsme vert bouteille - vert olive - jaune paille.

Enfin, 495 a été prélevé dans la vallée débouchant à Hemasil (vallon de Baltoro) qui suit la retombée sud du petit massif syénitique. Il provient d'un affleurement de gneiss à biotite, associé à des amphibolites, situé juste en aval du petit alpage de Bol, en rive gauche de la vallée. Cet orthogneiss à texture granoblastique, fortement folié, présente une paragenèse à Qtz-Pl-fK-Bt-Ep.

Le quartz est peu abondant (< 10%), xénomorphe. Le plagioclase représente la phase dominante. C'est un labrador, xénomorphe, qui peut contenir quelques inclusions de Qtz et d'Ep. Le fK est peu abondant (< 10%), xénomorphe, présentant quelques exsolutions de plagioclase. La biotite, abondante, à pléochroïsme brun-vert à jaune paille, est xénomorphe et marque la foliation. Elle peut contenir quelques inclusions d'épidote avec laquelle elle est souvent associée. L'épidote est une clinozoïsite, également abondante, constituant environ 15 % de la roche. Parmi les minéraux accessoires on trouve une grande quantité de sphène automorphe à subautomorphe, de grosses apatites subautomorphes et des zircons. Les opaques sont absents. Une discrète fracturation tardive s'accompagne d'une légère chloritisation de certaines biotites.

3.b. Géochimie des éléments majeurs, en traces et terres rares

3.b.1. Diagrammes utilisés

Ce paragraphe décrit succinctement les principaux diagrammes utilisés dans ce mémoire, les normalisations retenues pour l'étude des éléments en traces et les enveloppes de référence choisies dans nos comparaisons avec d'autres roches plutoniques. D'autres diagrammes, utilisés ponctuellement, sont expliqués dans le texte.

Diagrammes d'éléments majeurs

Cinq diagrammes principaux ont été systématiquement utilisés pour présenter la géochimie en éléments majeurs des orthogneiss. Cette présentation systématique a pour but de faciliter les comparaisons.

Le diagramme classique K_2O vs SiO_2 , délimitant les domaines des principales séries (ou associations) magmatiques [Rickwood, 1989], est d'un usage courant et bien adapté à l'étude des laves. Il apparaît cependant souvent insuffisant pour caractériser les associations de roches grenues que nous avons étudiées. Nous avons donc préférentiellement utilisé la classification cationique des roches plutoniques communes et de leurs associations magmatiques proposée par Debon et Le Fort [1988]. Elle présente le triple avantage de fournir une nomenclature généralement en très bon accord avec les caractéristiques minéralogiques des roches étudiées, de pouvoir comparer les échantillons entre eux et d'être très discriminante sur la définition de leurs associations magmatiques. Basée sur quatre diagrammes (fig. 33), la démarche suivie au travers de cette classification se situe à deux niveaux, l'un étant celui des échantillons considérés individuellement et l'autre celui des associations magmatiques dont relèvent ces échantillons.

Pour la classification des échantillons, "Q-P" et "A-B" sont les deux principaux diagrammes utilisés. Le

diagramme "Q-P" permet de donner un nom aux roches tandis que le diagramme "A-B" permet de préciser la nature et les proportions de leurs "minéraux caractéristiques" (principalement muscovite, biotite, amphibole et clinopyroxène). Il demeure cependant important de vérifier s'il y a adéquation entre ces diagrammes et la minéralogie effectivement observée au microscope.

La classification de l'association magmatique à laquelle appartient l'échantillon ou le groupe d'échantillon étudié comprend deux étapes complémentaires. La première étape consiste à classer cette association parmi trois grands types (cafémique, alumino-cafémique, alumineux) à l'aide du diagramme "A-B". Les associations cafémiques et alumino-cafémiques peuvent être ensuite subdivisées en différents sous-types (tholéiitique, calco-alcalin, subalcalin et alcalin) à l'aide des diagrammes "Q-P" et "Q-B-F", ce dernier étant considéré comme le plus discriminant. Les associations alumineuses sont elles aussi subdivisées en différents sous-types sur la base de critères spécifiques utilisant: la teneur en quartz, l'index de coloration, le rapport $K/(Na+K)$, l'index alumineux, etc. Enfin, le diagramme $Mg/Mg+Fe$ vs B permet de distinguer les associations magnésiennes des associations ferriques.

Les éléments en traces et terres rares

Pour les terres rares, nous avons utilisé les valeurs de normalisation à la chondrite d'Evensen *et al.* [1978]. Les diagrammes multi-éléments ont été normalisés au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989], les éléments étant ordonnés de gauche à droite selon leur degré de compatibilité croissante pour un faible taux de fusion de manteau. Les comparaisons de spectres entre ensembles géochimiques et les valeurs normalisées citées dans le texte ont été faites par référence à ces normalisations. Lorsque cela nous a paru nécessaire, nous avons également utilisé une normalisation à la croûte inférieure [Weaver et Tarney, 1984].

Choix des enveloppes de référence

Nous avons systématiquement reporté sur les diagrammes Debon et Le Fort [1988] les enveloppes de référence des deux complexes plutoniques les plus développés dans le Karakorum: la granodiorite crétacée de Hunza (données de F. Debon et P. Le Fort) et les granitoïdes miocènes du Baltoro (données de F. Debon et de M. Searle). La granodiorite de Hunza n'a cependant pas été reportée sur les diagrammes des orthogneiss de Bolocho par souci de lisibilité. D'autres champs ont été reportés sur ces diagrammes lorsque la comparaison présentait un intérêt au niveau de la discussion. De même, les enveloppes de distribution des traces et terres rares de la granodiorite de Hunza et des granitoïdes du Baltoro (terres rares uniquement) ont parfois été reportées sur les diagrammes multi-éléments.

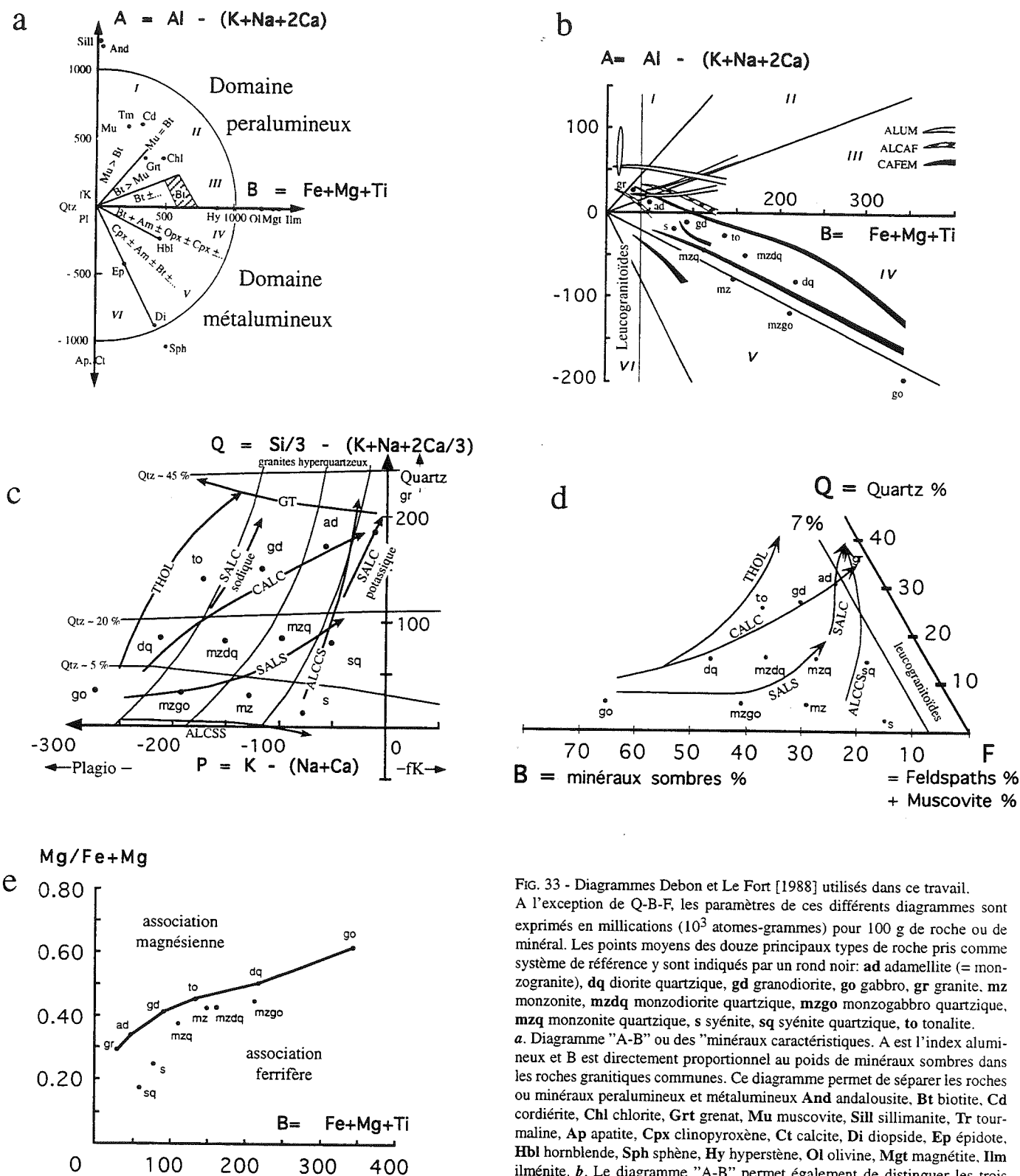


FIG. 33 - Diagrammes Debon et Le Fort [1988] utilisés dans ce travail. A l'exception de Q-B-F, les paramètres de ces différents diagrammes sont exprimés en millications (10^3 atomes-grammes) pour 100 g de roche ou de minéral. Les points moyens des douze principaux types de roche pris comme système de référence y sont indiqués par un rond noir: **ad** adamellite (= monzogranite), **dq** diorite quartzique, **gd** granodiorite, **go** gabbro, **gr** granite, **mz** monzonite, **mzdq** monzodiorite quartzique, **mzgo** monzogabbro quartzique, **mzq** monzonite quartzique, **s** syénite, **sq** syénite quartzique, **to** tonalite.

a. Diagramme "A-B" ou des "minéraux caractéristiques". A est l'index alumineux et B est directement proportionnel au poids de minéraux sombres dans les roches granitiques communes. Ce diagramme permet de séparer les roches ou minéraux peralumineux et métalumineux **And** andalousite, **Bt** biotite, **Cd** cordiérite, **Chl** chlorite, **Grt** grenat, **Mu** muscovite, **Sill** sillimanite, **Tr** tourmaline, **Ap** apatite, **Cpx** clinopyroxène, **Ct** calcite, **Di** diopside, **Ep** épidote, **Hbl** hornblende, **Sph** sphène, **Hy** hyperstène, **Ol** olivine, **Mgt** magnétite, **Ilm** ilménite. **b.** Le diagramme "A-B" permet également de distinguer les trois principaux types d'association magmatique: **ALUM** alumineuse, **ALCAF** aluminocafémique, **CAFEM** caféémique. **c.** Diagramme "Q-P" ou de

principales associations caféémiques ou aluminocafémiques est également indiquée dans ce diagramme: **THOL** tholéiitique, **CACL** calco-alcalin, **SALC** subalcalin clair, **SALS** subalcalin sombre, **ALCCS** alcalin clair sursaturé, **ALCSS** alcalin sombre saturé, **GT** granitique-trondhjémitique. **d.** Diagramme "Q-B-F" permettant de distinguer les différentes associations caféémiques et aluminocafémiques (Cf. Q-P). Les paramètres, en % poids, sont calculés à partir des analyses chimiques. **e.** Diagramme $Mg/(Fe+Mg)$ vs B. La ligne passant par les points de référence granite, adamellite, granodiorite, tonalite, diorite quartzique et gabbro est utilisée pour distinguer les associations magnésiennes, banales et ferrières.

3.b.2. Les orthogneiss de la Basha

Les analyses sur roches totales de ces échantillons sont reportées dans le tableau 14. Dans le diagramme de nomenclature Q-P, les orthogneiss leucocrates à subleucocrates de la Basha sont principalement représentés par des granites s.s. - ceci traduisant leur richesse en potassium - auxquels s'ajoutent quelques rares adamellites et granodiorites (fig. 34-b). Ils définissent une association aluminosilicique évoluant, en bon accord avec les données pétrographiques, entre des termes faiblement peralumineux à biotite seule et des termes plus ou moins peralumineux à deux micas (fig. 34-d), à affinité subalcaline (c'est-à-dire intermédiaire entre le calco-alcalin et l'alcalin, fig. 34-c). Ces roches dessinent une évolution très rapide vers des termes extrêmement ferri-fères avec la diminution de la charge en minéraux colorés (fig. 34-e). Leur caractère plus ou moins peralumineux suggère une origine crustale.

Ce groupe d'orthogneiss est marqué par un certain degré d'hétérogénéité dans le comportement des éléments en traces (fig. 35). À une exception près (TK779: $\text{La/Yb}_N = 0,93$; cf. ci-après), ces échantillons sont enrichis en TR Légères ($\text{La/Yb}_N = 5,0 - 39,0$) et se caractérisent par une anomalie négative marquée en Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,12 - 0,71$). Si on regarde le seul comportement des TR Légères, on constate que les spectres présentent des pentes similaires malgré de fortes variations des concentrations ($\text{La}_N = 21 \text{ à } 176$). Dans un diagramme La - Sm, l'alignement des points est assez bon, avec un coefficient de corrélation de 0,96 (fig. 36). Il n'y a cependant pas de corrélation directe entre les teneurs en silice, peu étalées, et celles en TR Légères (fig. 35-a). Ceci suggère que les concentrations en terres rares de ces roches sont en grande partie contrôlées par les minéraux accessoires et non pas par les phases majeures. Les variations observées ne s'expliquent donc pas par des phénomènes de cristallisation fractionnée. Cette conclusion s'accorde avec la distribution non linéaire de ces orthogneiss dans les diagrammes d'éléments majeurs (fig. 34).

Les TR Lourdes, contrairement aux TR Légères, présentent de fortes variations d'un échantillon à l'autre, les profils pouvant se recouper. Cette hétérogénéité est liée à la présence ou à l'absence de grenat: les TR Lourdes ont en effet une forte affinité pour le grenat, marquée par de très forts coefficients de partage (fig. 37). Ceci est illustré par l'échantillon TK779, très enrichi en TR Lourdes par rapport aux TR Légères, le seul parmi ceux dont les terres rares ont été analysées à contenir du grenat (3 à 5% volume, cf. tab. 8). L'étude pétrographique a montré que ces grenats cristallisaient de manière syn- à post-métamorphe, et deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ces concentrations variables en TR Lourdes: (i) une hétérogénéité initiale du granitoïde ou (ii) une mobilité d'éléments au cours du métamorphisme.

(i) Dans le premier cas, on peut encore proposer deux scénarios:

(i-a) Les grenats se développent dans des niveaux plus alumineux (et déjà enrichis en TR Lourdes) correspondant par exemple à d'anciennes enclaves métasédimentaires non reconnaissables compte tenu de la très forte déformation synmétamorphe. Si TK779 est effectivement l'échantillon le plus alumineux (15,08 % Al_2O_3), TK459 qui contient également du grenat est, au contraire, le moins alumineux des échantillons analysés (12,75 % Al_2O_3). Ce n'est donc pas la teneur en alumine qui contrôle la cristallisation du grenat lors du métamorphisme;

(i-b) Le granite, lors de sa cristallisation, était déjà hétérogène et un grenat magmatique pouvait être localement présent. Ceci signifie soit que la source était elle-même hétérogène, ce qui est en contradiction avec le comportement homogène des TR Légères, soit que les variations observées sont issues de processus de fractionnement magmatique ou de contaminations lors de la mise en place.

(ii) Dans le cas de la mobilité lors du métamorphisme, cela implique des déplacements, au moins à l'échelle de l'affleurement, avec concentration de TR Lourdes dans les niveaux à grenats et appauvrissement dans d'autres horizons dont les échantillons TK764, 827, et 897, plus fortement déprimés en TR Lourdes, peuvent être les exemples.

Une normalisation des éléments en traces à une composition mantellique (fig. 35-b) montre également l'existence d'une certaine hétérogénéité avec un enrichissement de tous les éléments en fonction de leur degré d'incompatibilité, à l'exception du titane, fortement compatible. Les spectres présentent notamment la particularité d'avoir une anomalie positive en Ta, qui apparaît ici découplé du Nb. Une normalisation à la croûte inférieure semble plus adaptée, avec une signature beaucoup plus homogène (fig. 38). En dehors des éléments les plus incompatibles, les valeurs normalisées sont généralement proches de l'unité ou légèrement inférieures. Le titane reste ici encore fortement déprimé et, parmi les plus incompatibles, Rb, Th et U sont fortement enrichis par rapport à la croûte inférieure avec des teneurs moyennes de 305, 18,3 et 5,47 ppm respectivement.

Les spectres multi-éléments se caractérisent par ailleurs par des anomalies négatives en Ba et Sr très marquées qui peuvent se corrélérer avec l'anomalie négative en Eu. La majorité des granites, qu'ils soient protérozoïques ou phanérozoïques, présentent habituellement des anomalies négatives en Ba, Nb-Ta, Sr, Eu, P et Ti [Tarney et Jones, 1994], qui reflètent un fractionnement par des phases minérales contenant ces éléments à un moment ou à un autre de l'histoire de la source ou du magma. Ces granites sont définis par ces auteurs comme le type "LoBaSr granitoïdes" (Low Ba - Sr), par opposition aux "HiBaSr" (High Ba - Sr) plus rares.

On sait cependant que Ba, Sr et Eu (sous la forme Eu^{2+}) présentent une forte affinité pour le feldspath potassique [coefficients de partages supérieurs à 1: cf. par ex. Pearce et Norry, 1979]. Les anomalies négatives en ces éléments, alors que le fK est pourtant très

Ech.	TK443	TK453	TK459	TK462	TK464	TK524	TK764	TK776	TK779	TK787	TK821	TK827	TK897
SiO ₂	71,4	74,68	75,4	70,81	73,25	74,77	73,32	74,06	73,46	74,57	70,98	73,22	72,78
TiO ₂	0,34	0,00	0,07	0,35	0,08	0,09	0,19	0,05	0,00	0,04	0,38	0,08	0,23
Al ₂ O ₃	13,25	14,03	12,75	14,11	13,91	13,46	14,01	14,23	15,08	13,62	14,24	14,67	14,33
Fe ₂ O ₃ *	2,95	0,34	1,31	3,06	1,33	1,63	1,80	0,89	0,49	0,85	3,04	1,06	1,94
MnO	0,04	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03
MgO	0,34	0,00	0,06	0,45	0,34	0,15	0,34	0,38	0,03	0,15	0,61	0,19	0,32
CaO	1,28	0,39	0,83	0,78	0,45	0,80	0,66	0,61	1,30	0,93	1,44	0,74	0,80
Na ₂ O	2,83	3,70	3,27	2,62	2,67	3,17	3,06	3,05	4,59	3,78	3,87	3,64	3,07
K ₂ O	5,19	5,91	4,80	6,65	5,69	4,99	5,45	4,39	4,11	5,06	4,38	5,14	5,36
P ₂ O ₅	0,11	0,32	0,02	0,32	0,14	0,10	0,18	0,19	0,00	0,13	0,17	0,29	0,18
P.F.	0,78	0,46	0,40	0,57	0,74	0,61	0,84	1,33	0,75	0,73	0,64	0,77	0,78
Total	98,51	99,83	98,93	99,74	98,62	99,77	99,85	99,18	99,85	99,86	99,78	99,81	99,82
Eléments en traces (ppm)													
Pb						31,1	27,9	18,8	63,6	23,7	18,0	21,0	34,0
Cs						2,26	1,81	1,15	13,66	1,26	8,71	3,92	7,37
Rb	191	415	429	336	261	286	337	251	230	199	234	381	420
Ba	552	83	73	404	122	396	161	214	127	258	368	304	160
Th	31	<5	50	152	<5	24,3	39,2	2,3	2,3	8,1	27,4	9,6	33,0
U						7,43	6,95	5,25	3,09	2,70	3,71	5,56	9,10
Nb	8	<5	<5	12	<5	15,1	16,1	5,1	7,3	3,0	16,5	13,7	20,9
Ta						2,58	1,56	0,92	0,91	0,41	2,31	7,9	1,88
Sr	88	64	31	83	49	55,7	42,6	52,2	107,9	56,4	117,4	59,7	48,5
Hf						3,44	3,84	0,94	1,44	1,53	4,84	2,71	3,45
Zr	254	<5	38	313	9	101	124	24,9	36,5	43,4	169	69,3	103
Y	25	<5	11	25	15	21,0	14,0	8,3	16,9	12,2	26,8	7,9	11,7
Sc	4,5	2,0	2,8	4,4	1,9	2,5	2,2	2,2	2,0	2,0	5,0	2,0	2,5
V	20	<5	<5	11	<5	2,55	4,78	1,11	0,06	1,83	27,3	2,56	10,0
Cr	18	<5	9	11	<5	6,0	5,9	2,5	3,3	6,3	12,8	6,4	8,0
Ni	14	<5	6	<5	<5	2,29	1,94	1,42	3,53	2,62	4,86	2,49	3,26
Zn	44	18	21	38	19	30,4	32,0	12,3	20,8	11,4	37,3	31,6	67,1
Ga	15	16	13	16	<5	20,0	19,9	19,5	18,4	18,2	21,5	23,4	24,3
Terres Rares - en ppm													
La						33,39	43,13	5,30	2,45	17,08	38,92	12,36	39,30
Ce						63,65	97,72	10,34	4,94	32,86	85,42	24,91	89,47
Pr						6,49	11,39	1,17	0,60	3,53	9,95	2,74	10,55
Nd						21,93	41,89	4,21	2,36	12,43	38,40	9,51	38,74
Sm						4,32	8,43	1,16	0,74	2,50	7,51	2,44	8,51
Eu						0,45	0,27	0,22	0,19	0,34	0,86	0,34	0,53
Gd						3,73	6,0	1,16	0,95	1,96	6,3	2,04	5,6
Tb						0,63	0,79	0,24	0,27	0,29	0,93	0,30	0,62
Dy						3,67	3,40	1,38	2,05	1,90	4,98	1,59	2,61
Ho						0,701	0,519	0,268	0,566	0,439	1,008	0,254	0,444
Er						1,728	1,075	0,657	1,575	1,116	2,434	0,554	1,059
Tm						0,258	0,114	0,107	0,271	0,203	0,359	0,076	0,151
Yb						1,674	0,747	0,717	1,774	1,479	2,222	0,478	0,978
Lu						0,239	0,106	0,111	0,268	0,224	0,314	0,057	0,139

TAB. 14 - Compositions chimiques des orthogneiss de la Basha.

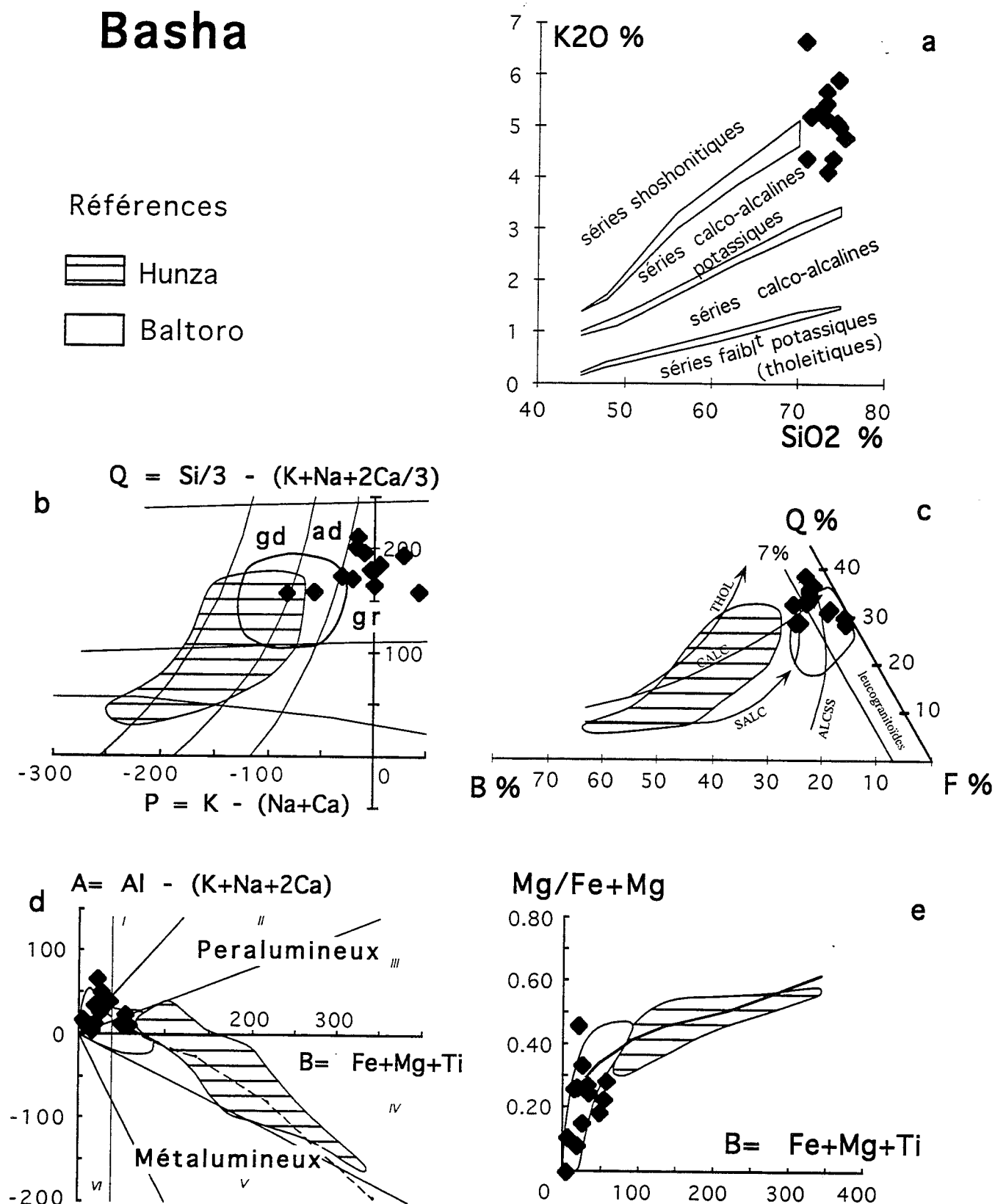


FIG. 34 - Distribution des orthogneiss de la Basha dans les diagrammes K₂O vs SiO₂ (a), QP (b), QBF (c), AB (d) et Mg*B (e). Explications dans le texte et fig. 33.

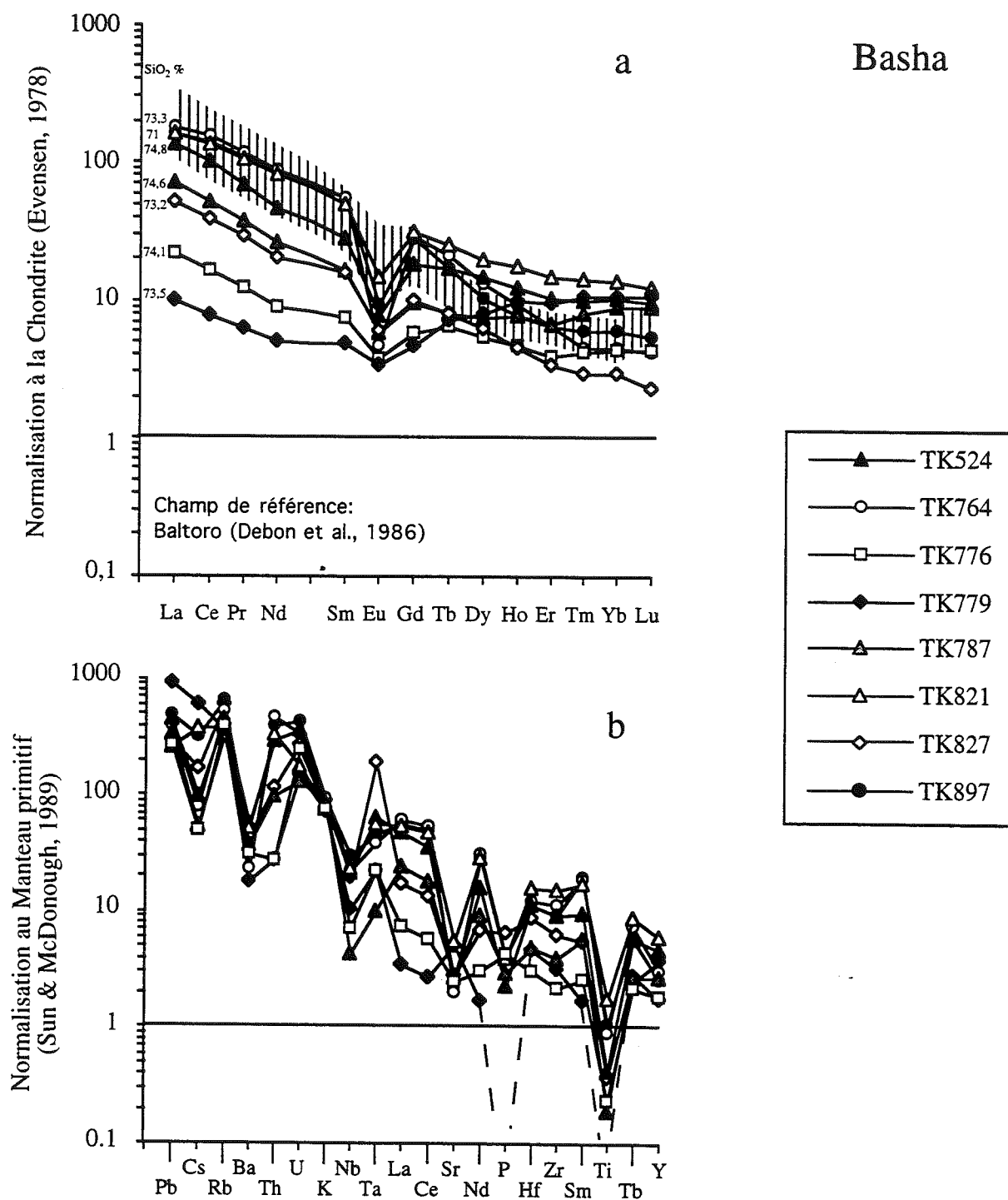


FIG. 35 - Diagrammes de terres rares (a) et multi-éléments (b) des orthogneiss de la Basha.

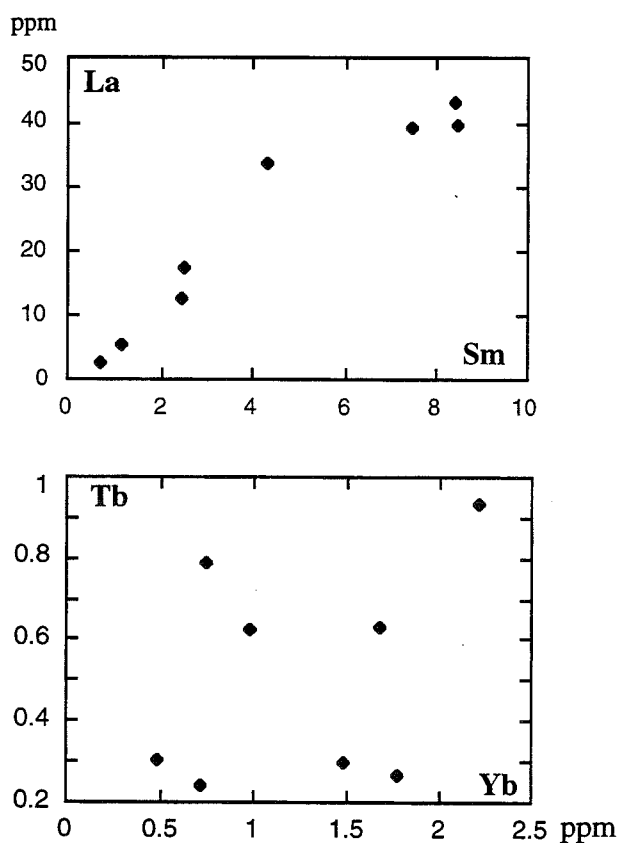


FIG. 36 - Diagrammes La vs Sm et Tb vs Yb des orthogneiss de la Basha. Les TR Légères ont un comportement cohérent entre échantillons, avec un coefficient de corrélation pour La vs Sm assez bon de 0,96. A l'opposé, les TR Lourdes présentent un comportement anarchique.

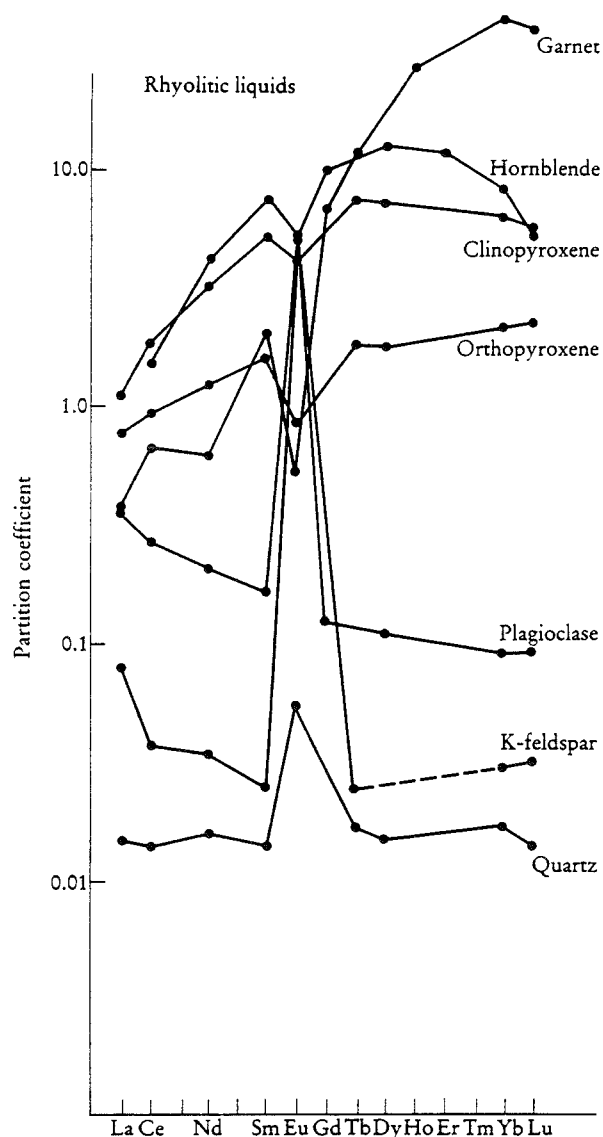


FIG. 37 - Coefficients de partage minéral/liquide des terres rares dans les minéraux communs des magmas rhyolitiques. D'après Rollinson [1993].

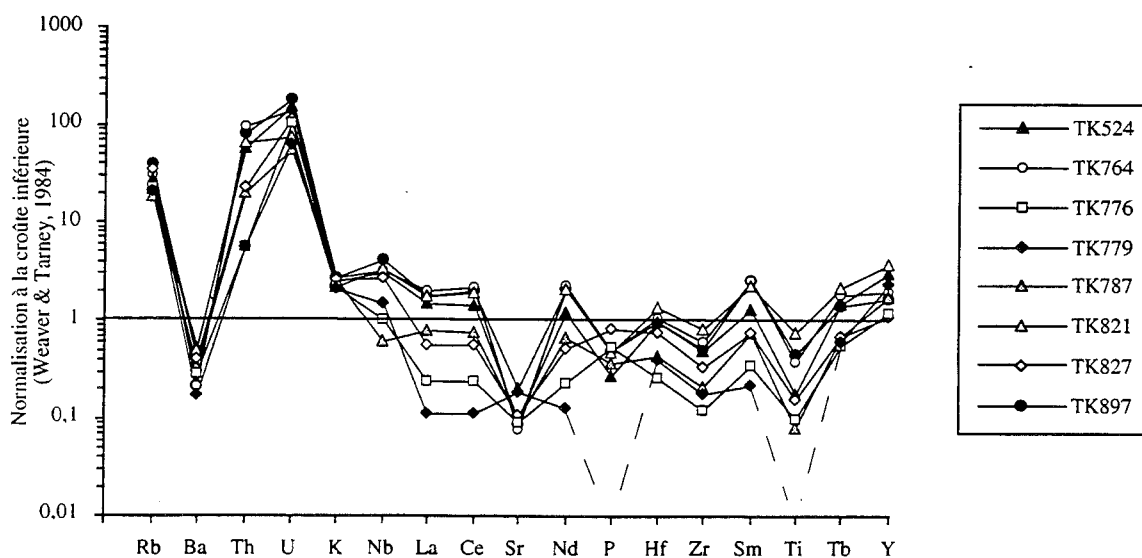


FIG. 38 - Diagramme multi-éléments normalisé à la croûte inférieure des orthogneiss de la Basha.

abondant dans nos échantillons, impliqueraient donc une source déjà fortement déprimée. A contrario, si on fait une comparaison avec les échantillons des orthogneiss de Bolocho décrits plus loin, on constate que les termes acides présentent ces mêmes anomalies négatives en Eu-Ba-Sr tandis que les termes basiques ne présentent aucune dépression de ce type. Dans ce cas, nous proposons une évolution par cristallisation fractionnée d'un magma unique. Mais des modifications des conditions physico-chimiques contrôlant la genèse ou l'évolution des magma peuvent également expliquer certaines variations: par exemple, la fO_2 influe fortement sur le fractionnement de l'Eu par les phases feldspathiques [Drake et Weill, 1975].

Les caractères pétrographiques et géochimiques des orthogneiss de la Basha (dominante de termes peralumineux et leucocrates à deux micas, teneurs en éléments compatibles proches de celles de la croûte inférieure) permettent de proposer pour ces méta-granites une genèse par fusion partielle de croûte inférieure.

3.b.3. Les orthogneiss du Bukpun

Les analyses sur roches totales de ces échantillons sont reportées dans le tableau 15. Les différents sous-ensembles définis sous le terme "Bukpun s.l." lors de la description pétrographique sont ici considérés comme

Ech.	TK371	TK373	TK380	TK386	TK387	TK391	TK402	TK405	TK573	TK574	TK609	TK613	TK618	TK696	TK743
SiO ₂	63.90	67.56	67.64	66.55	71.09	65.43	68.09	72.31	60.74	67.41	70.05	65.68	72.20	65.09	64.94
TiO ₂	0.45	0.34	0.60	0.48	0.20	0.60	0.40	0.22	0.51	0.43	0.33	0.31	0.23	0.52	0.47
Al ₂ O ₃	16.48	15.93	14.88	15.92	13.91	16.28	16.51	14.01	17.29	15.42	15.23	18.34	14.52	16.41	16.49
Fe ₂ O ₃ *	4.80	3.34	4.04	3.39	1.70	3.97	3.29	2.11	5.35	3.34	2.33	2.49	1.89	3.98	4.50
MnO	0.10	0.04	0.03	0.05	0.04	0.07	0.04	0.02	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.09
MgO	1.77	1.27	1.54	1.29	0.48	1.36	0.88	0.68	2.28	1.40	0.86	1.00	0.54	1.95	1.64
CaO	4.44	2.41	2.40	2.82	1.61	4.04	2.56	1.43	3.83	2.66	1.94	2.24	2.20	3.22	4.11
Na ₂ O	4.12	3.34	2.99	4.16	3.54	4.33	3.59	4.19	4.31	3.58	5.10	5.59	4.88	3.52	4.51
K ₂ O	2.41	3.89	4.25	3.04	4.44	1.97	4.12	4.12	3.44	3.80	2.77	2.97	2.18	3.57	1.97
P ₂ O ₅	0.24	0.27	0.30	0.20	0.10	0.20	0.12	0.08	0.69	0.27	0.10	0.13	0.07	0.24	0.20
P.F.	1.02	1.09	1.00	1.56	1.48	0.66	0.76	0.59	1.05	1.34	0.91	0.92	0.49	1.13	0.89
Total	99.73	99.48	99.67	99.46	98.59	98.91	100.36	99.76	99.56	99.68	99.65	99.70	99.23	99.67	99.81
Eléments en traces (ppm)															
Pb									12.6	22.1	12.2	11.7	11.4	20.6	11.5
Cs									3.35	2.79	0.53	0.93	0.55	3.42	4.81
Rb	94	157	155	96	196	60	166	129	147	173	74.0	68.3	64.0	165	93.8
Ba	327	867	1065	1092	842	596	1076	600	1234	833	906	847	626	887	228
Th	<5	<5	17	<5	15	17	42	7	35.0	22.2	8.2	10.4	11.8	18.1	6.5
U									4.84	7.53	1.66	2.87	3.16	5.22	1.45
Nb	<5	<5	<5	<5	<5	7	7	6	67	31	7.6	10.9	13.6	25.5	5.3
Ta									2.51	2.06	0.70	1.08	1.42	1.64	0.51
Sr	420	315	429	529	292	677	412	158	1215	542	553	488	507	556	359
Hf									4.07	5.94	4.58	4.29	4.48	6.16	3.18
Zr	115	137	296	209	96	146	183	113	188	230	173	153	153	243	130
Y	14	12	31	13	14	10	16	11	23.3	21.8	9.2	15.0	18.4	19.1	14.3
Sc	9.1	8.5	8.8	7.2	4.3	7.4	8.3	3.7	7.3	6.1	3.5	4.0	3.2	8.1	7.3
V	72	46	71	54	21	47	31	16	79	48	17.0	34.6	18.5	64	70
Cr	12	32	25	13	14	28	17	11	9.3	22.1	3.7	2.5	4.8	22.0	6.1
Ni	5	8	8	8	11	15	11	<5	10.6	11.3	1.64	2.18	2.17	14.7	5.33
Zn	43	50	41	47	45	63	53	30	38.4	30.6	41.3	36.6	30.9	35.3	49.9
Ga	<5	7	<5	<5	15	23	22	<5	20.5	20.0	20.7	24.0	20.3	19.9	15.7
Terres Rares - en ppm															
La									160.7	57.80	32.11	37.06	30.92	31.75	19.32
Ce									274.1	103.3	60.53	68.57	59.47	58.54	38.28
Pr									26.54	10.36	6.43	7.22	6.29	6.33	4.36
Nd									85.4	35.72	22.42	25.69	21.88	22.27	16.14
Sm									11.17	6.07	3.48	4.43	3.72	4.55	3.18
Eu									2.68	1.41	1.08	1.19	0.87	1.25	0.91
Gd									8.06	4.55	2.62	3.40	3.23	3.58	2.67
Tb									0.92	0.66	0.33	0.50	0.50	0.58	0.40
Dy									4.72	3.81	1.70	2.62	2.75	3.28	2.36
Ho									0.89	0.76	0.34	0.52	0.57	0.67	0.52
Er									2.18	2.08	0.88	1.33	1.62	1.75	1.33
Tm									0.32	0.33	0.12	0.21	0.27	0.26	0.23
Yb									2.14	2.27	0.87	1.44	1.82	1.81	1.48
Lu									0.31	0.35	0.13	0.21	0.29	0.27	0.25

TAB. 15 - Compositions chimiques des orthogneiss du Bukpun.

Bukpun

Références

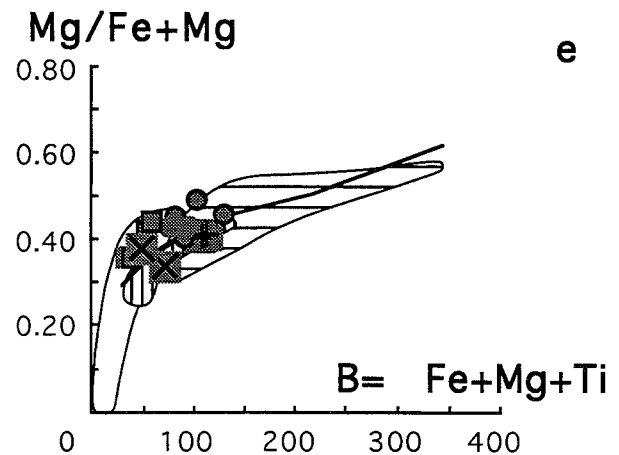
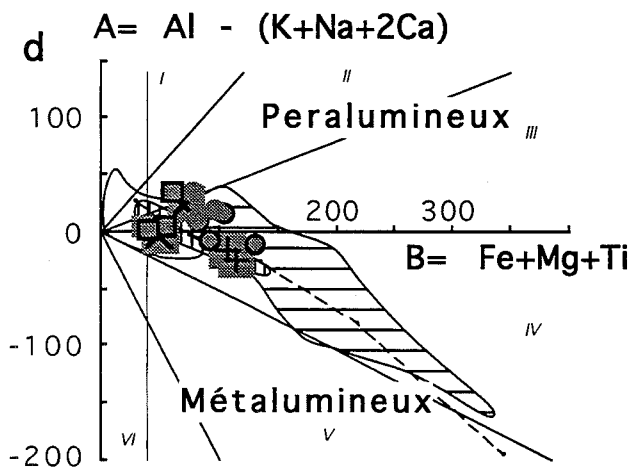
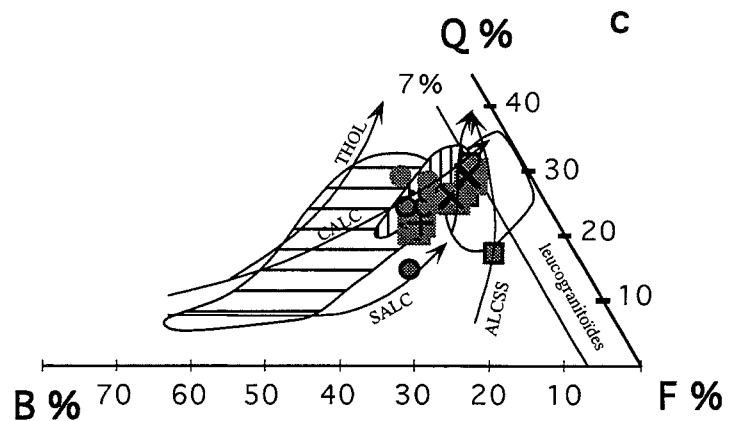
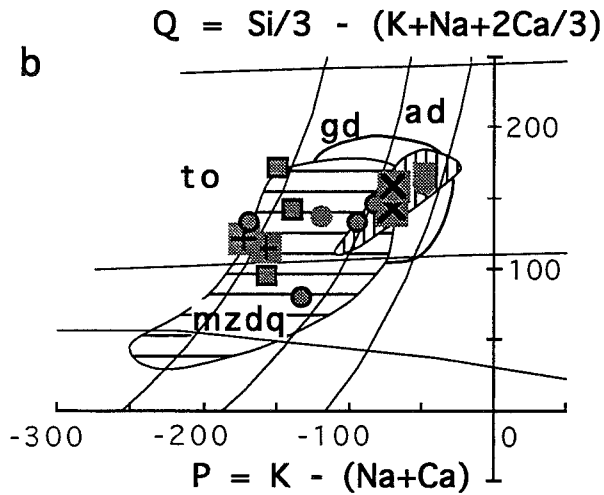
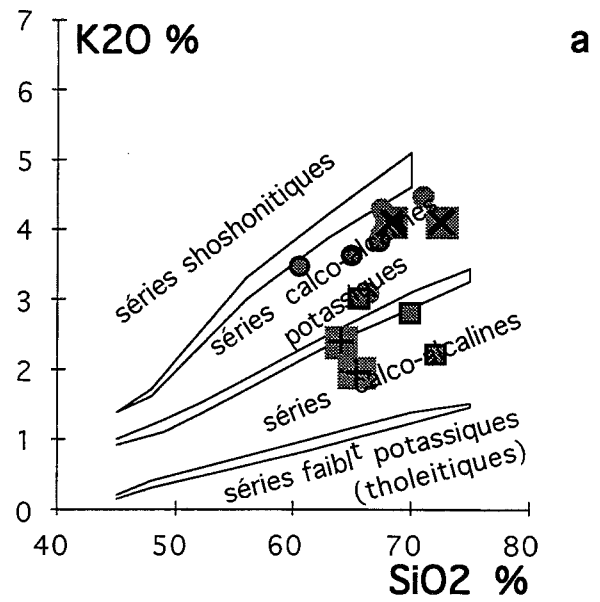
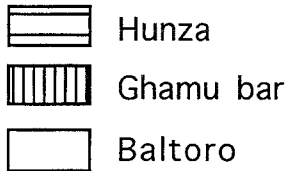


FIG. 39 - Distribution des orthogneiss de Bukpun dans les diagrammes K₂O vs SiO₂ (a), QP (b), QBF (c), AB (d) et Mg*B (e). + sur fond gris: faciès "Hunza"; ronds gris: faciès Bukpun s.s., sombres lorsque cerclé de gris; carrés gris à bordure noire: faciès glacier Moraine; X sur fond gris: échantillons de Kero Lungma (pour comparaison). Explications dans le texte et fig. 33.

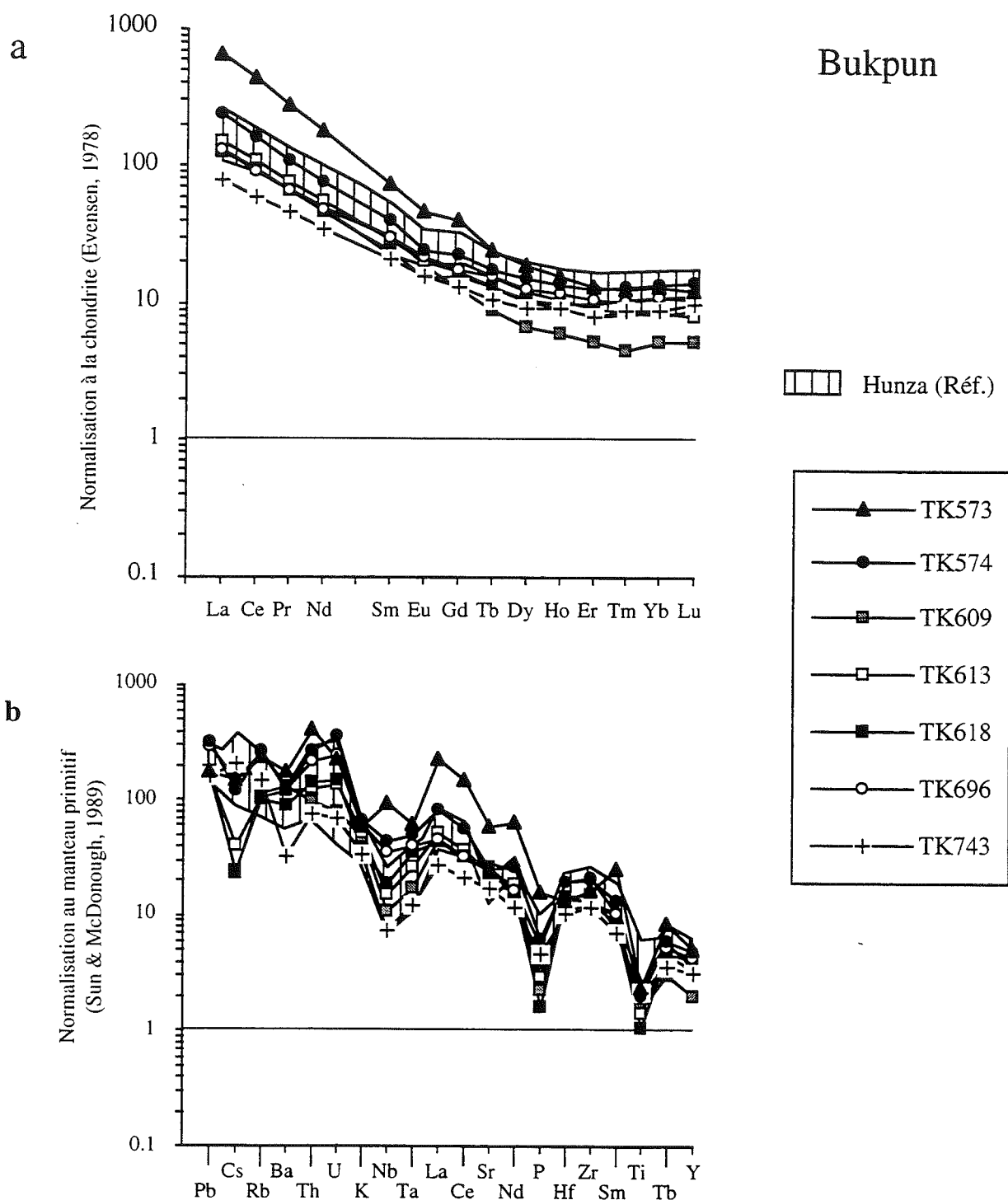


FIG. 40 - Diagrammes de terres rares (a) et multi-éléments (b) des orthogneiss du Bukpun. Les champs de la granodiorite de Hunza (données F. Debon et P. Le Fort) sont fournis en référence.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

un groupe unique car leurs caractéristiques géochimiques, en particulier au niveau des éléments en traces, sont similaires. Ceci suppose une même origine et des processus de différenciation identiques.

Dans le diagramme de nomenclature Q-P, ces orthogneiss présentent des compositions centrées sur les granodiorites, s'étalant depuis les tonalites jusqu'aux adamellites avec quelques monzodiorites quartziques (fig. 39-b). Ils évoluent depuis des termes métalumineux vers des termes légèrement peralumineux pour les faciès acides, définissant une association cafémique (fig. 39-d). Plus précisément, il s'agit d'une association calco-alkaline évoluant vers des termes fortement potassiques (fig. 39-a) avec des teneurs en K_2O allant jusqu'à 4,44 %. Deux échantillons semblent cependant marquer une tendance subalkaline comme le montre le diagramme Q-B-F (fig. 39-c). Dans un diagramme X_{Mg} -B (fig. 39-e), les orthogneiss de Bukpun présentent des rapports Mg/Mg+Fe banals, avec une évolution se calquant sur celle définie à partir des compositions moyennes de granitoïdes.

Les spectres de terres rares sont très fortement enrichis en TR Légères (fig. 40-a), avec un rapport La/Yb_N compris entre 8,8 et 50,6 et s'aplatissent progressivement dans les TR Lourdes avec une légère remontée des teneurs en Yb et Lu. Les teneurs en La_N et en Lu_N sont respectivement de 79 à 657 et de 5,2 à 14 fois la chondrite. Une légère anomalie négative en Eu suivie d'une légère anomalie positive en Gd formant un court palier ($Eu/Gd_N = 0,94 - 1,45$) caractérise la plupart de ces spectres avec un rapport Eu/Eu^* compris entre 0,76 et 1,09. L'aplatissement des spectres dans les TR Lourdes peut s'expliquer par un fractionnement, au niveau de la source, par une phase grenat ou amphibole. Les spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif, montrent un fort enrichissement en éléments incompatibles, ainsi que des anomalies négatives marquées en Nb-Ta, Ti, et P, légèrement négatives en Ba et un faible enrichissement en U-Th (fig. 40-b).

Que ce soit pour les éléments majeurs ou pour les éléments en traces, les caractéristiques géochimiques de ces orthogneiss sont similaires à celles des granitoïdes crétacés type Hunza ou Ghamu Bar définis dans le batholite axial [Debon *et al.*, 1987] et dont les champs sont reportés sur les diagrammes. Ils contrastent par contre nettement avec les orthogneiss de la Basha décrits précédemment (cf. tableaux de synthèse en fin de chapitre).

3.b.4. Les orthogneiss d'Aralter

Les analyses sur roches totales de ces échantillons sont reportées dans le tableau 16. Le petit pluton orthogneissifié d'Aralter présente des caractères géochimiques très homogènes et suffisamment différents de ceux de l'ensemble précédent pour l'en distinguer (cf. tableau de synthèse en fin de chapitre). Dans le diagramme de nomenclature Q-P, cet orthogneiss leucocrate est une granodiorite (fig. 41-b), ce qui s'accorde

avec l'étude pétrographique (l'oligoclase représente plus des 2/3 des feldspaths). Cette leucogranodiorite légèrement peralumineuse correspond à une association alumino-cafémique (fig. 41-d), de nature subalkaline (fig. 41-c), sodique (5,01% de Na_2O en moyenne), à caractère nettement magnésien (fig. 41-e).

Les spectres de terres rares sont enrichis en TR Légères avec des rapports La_N/Yb_N de 10,1 à 35,5 mais les concentrations y sont globalement plus faibles que dans les autres orthogneiss étudiés. En particulier, les TR Lourdes ont des teneurs pratiquement chondritiques ($Yb_N = 1,06 - 1,70$; fig.42-a). Ces spectres sont

Ech.	TK801	TK804	TK805	TK806	TK811	TK812
SiO ₂	72,31	73,06	72,99	71,72	73,18	71,69
TiO ₂	0,13	0,07	0,08	0,16	0,12	0,19
Al ₂ O ₃	14,82	15,11	15,00	14,86	14,60	14,78
Fe ₂ O ₃ *	0,87	0,66	0,77	1,06	0,86	1,32
MnO	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	0,33	0,16	0,18	0,35	0,27	0,53
CaO	1,53	1,34	1,59	1,53	1,44	1,76
Na ₂ O	5,14	5,06	5,31	5,06	4,50	5,01
K ₂ O	3,01	3,57	2,75	3,17	3,47	2,69
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,07	0,10	0,05	0,09
P.F.	0,37	0,37	0,37	0,46	0,57	0,42
Total	98,56	99,48	99,13	98,49	99,08	98,50
Eléments en traces (ppm)						
Pb	19,6	26,3	19,0	21,5	17,8	16,2
Cs	0,60	0,99	0,72	0,81	0,64	1,44
Rb	72,3	100,0	67,1	92,6	74,7	79,0
Ba	739	676	867	929	952	764
Th	2,92	1,75	2,30	4,25	4,35	3,41
U	1,45	1,39	0,95	0,94	1,41	1,14
Nb	2,86	7,98	4,20	5,09	4,69	3,39
Ta	0,34	0,63	0,32	0,35	0,29	0,25
Sr	898	674	1027	929	924	944
Hf	2,36	2,10	2,39	2,96	2,40	2,77
Zr	79,8	50,5	72,9	106,9	85,3	98,0
Y	2,99	2,87	3,82	3,78	2,54	2,97
Sc	2,3	2,2	2,3	2,5	2,1	2,6
V	10,0	6,0	5,5	10,1	12,1	19,1
Cr	2,49	9,11	2,65	2,15	2,87	7,71
Ni	3,22	5,26	1,58	1,64	2,34	5,16
Zn	21,9	20,5	20,8	36,4	26,4	41,8
Ga	21,8	26,0	24,2	22,6	25,5	24,5
Terres Rares - en ppm						
La	7,38	3,21	7,16	14,74	8,82	9,37
Ce	13,79	6,81	12,97	26,36	15,30	17,20
Pr	1,5	0,6	1,3	2,5	1,5	1,6
Nd	5,81	2,53	4,56	9,04	5,38	6,42
Sm	1,206	0,696	0,949	1,570	0,974	1,241
Eu	0,488	0,327	0,507	0,586	0,431	0,515
Gd	0,979	0,574	0,853	1,218	0,761	0,888
Tb	0,143	0,102	0,131	0,154	0,081	0,126
Dy	0,650	0,503	0,698	0,714	0,408	0,604
Ho	0,098	0,103	0,132	0,126	0,065	0,100
Er	0,228	0,227	0,280	0,276	0,185	0,218
Tm	0,031	0,029	0,038	0,037	0,027	0,031
Yb	0,19	0,21	0,26	0,28	0,18	0,23
Lu	0,026	0,028	0,034	0,042	0,027	0,033

TAB. 16 - Compositions chimiques des orthogneiss d'Aralter.

Aralter

Références

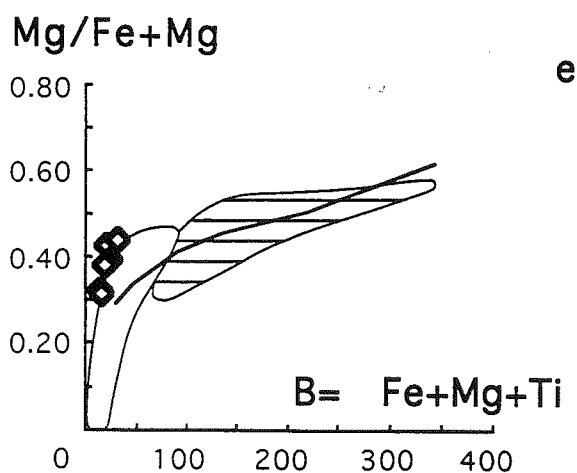
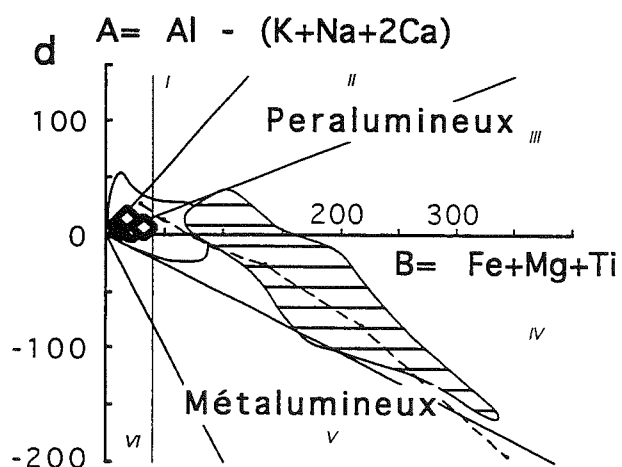
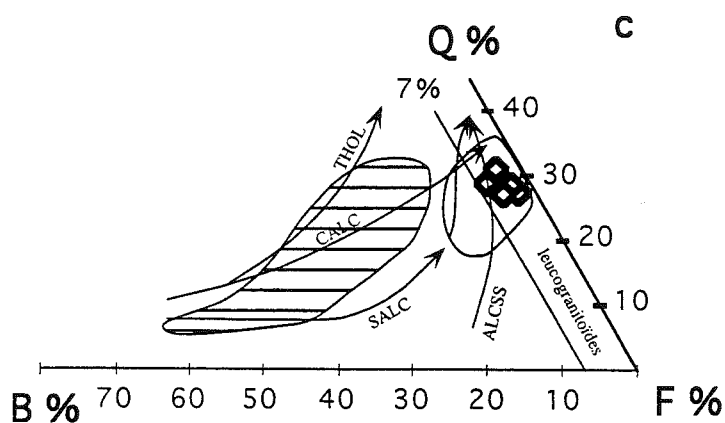
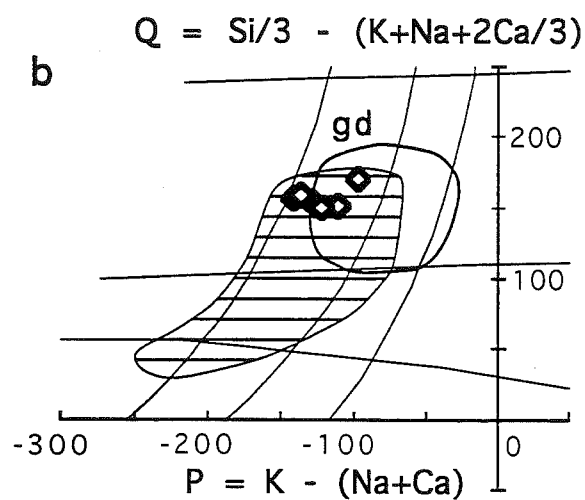
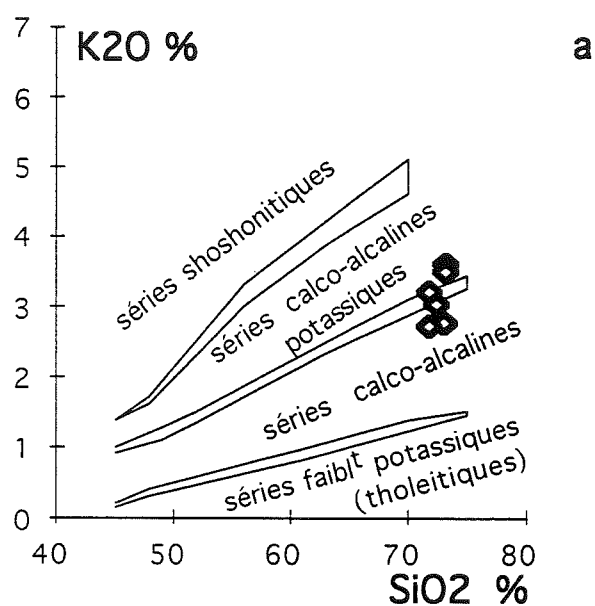
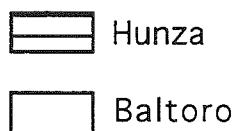


FIG. 41 - Distribution des orthogneiss d'Aralter dans les diagrammes K_2O vs SiO_2 (a), QP (b), QBF (c), AB (d) et $Mg \cdot B$ (e). Explications dans le texte et fig. 33.

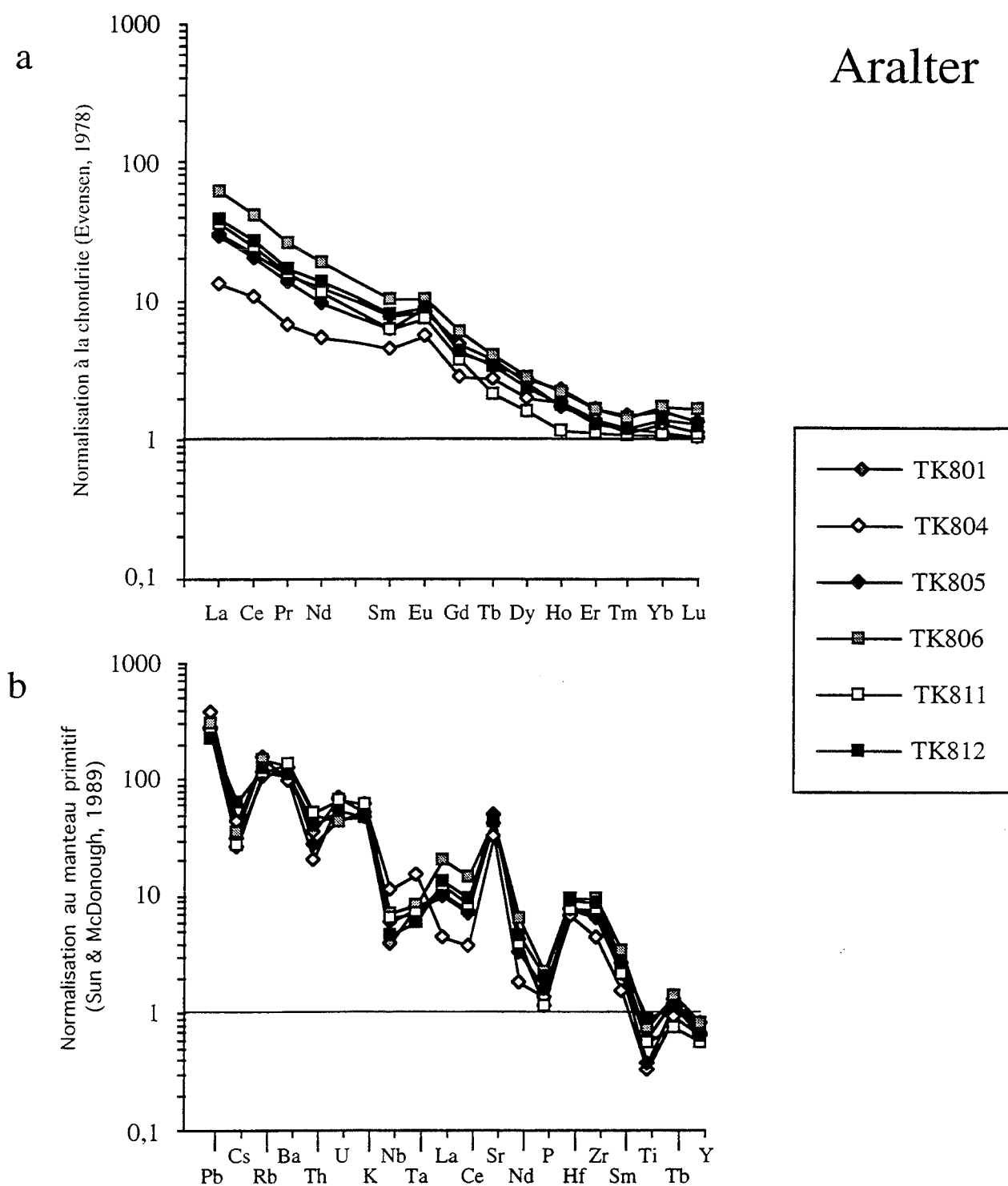


FIG. 42 - Diagrammes de terres rares (a) et multi-éléments (b) des orthogneiss d'Aralter

également caractérisés par une anomalie positive en Europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,30 - 1,72$).

Les faibles teneurs en TR Lourdes, qui se découpent des TR Moyennes et Légères, peuvent s'expliquer par un fractionnement lié à une phase grenat ou amphibole au niveau de la source, ces minéraux ayant des coefficients de partage minéral/liquide, notamment pour le grenat, qui augmentent considérablement à partir du Gd (fig. 37). Ce fractionnement par une phase grenat pourrait expliquer également en partie l'anomalie positive en Eu, le grenat fractionnant moins l'Eu que le Sm de masse atomique directement inférieure. Cependant, la plus grosse part de cette anomalie en Eu est probablement liée, de même que la forte anomalie positive en Sr observable sur les diagrammes multi-éléments, à l'abondance du plagioclase dans cette roche (tab. 10). L' Eu^{2+} présente en effet une forte affinité avec le Ca, particulièrement aux faibles $f\text{O}_2$ [Drake et Weill, 1975].

Le fort fractionnement des TR Lourdes et les rapports La_N/Yb_N élevés suggèrent un magmatisme issu d'un très faible taux de fusion partielle. La nature essentiellement feldspathique de cette granodiorite leucocrate, la petite taille de ce pluton et le fait que ce type de magmatisme soit le seul décrit à ce jour dans le Karakorum (donc probablement peu abondant) sont en faveur de cette hypothèse.

On observe une assez bonne corrélation La-Sm (coefficient de corrélation de 0,92), avec cependant une plus grande dispersion au niveau des TR Lourdes. Cette dispersion s'explique par une plus grande incertitude analytique compte tenu des faibles teneurs enregistrées (fig. 43). Les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (fig. 42-b) sont fortement enrichis en éléments incompatibles et présentent des valeurs mantelliques pour les éléments les plus compatibles ($Y = 2,5$ à $3,8$ ppm). Ils se caractérisent par des anomalies négatives en Cs, Th, Nb-Ta, Nd, P et Ti, et par une forte anomalie positive en Sr avec une teneur moyenne de 900 ppm. Le Ba n'est pas déprimé, avec une teneur moyenne de 821 ppm.

Parmi les échantillons étudiés, 804 présente des spectres qui se distinguent légèrement des autres, notamment par des teneurs plus faibles en TR Légères et Zr, et plus fortes en Nb-Ta. L'appauvrissement en TR Légères peut être lié à la rareté des micas dans cet échantillon (tab. 10). La biotite peut en effet présenter de forts coefficients de partage pour les terres rares, plus marqués vers les TR Légères [compilation dans Rollinson, 1993]. L'enrichissement en Nb-Ta pourrait peut être s'expliquer par une plus grande abondance de sphène quoique ce minéral n'ait pas été observé en lame mince. Cet échantillon a été prélevé sur le même affleurement que 805 et 806. Il correspond à un faciès granodioritique légèrement porphyroïde, à cristaux plurimillimétriques, tandis que 805 est un faciès fin leucocrate et 806 un filon tardif très fin et plus sombre.

En résumé, cette granodiorite leucocrate et subalcaline d'Aralter pourrait résulter d'un faible taux de fusion

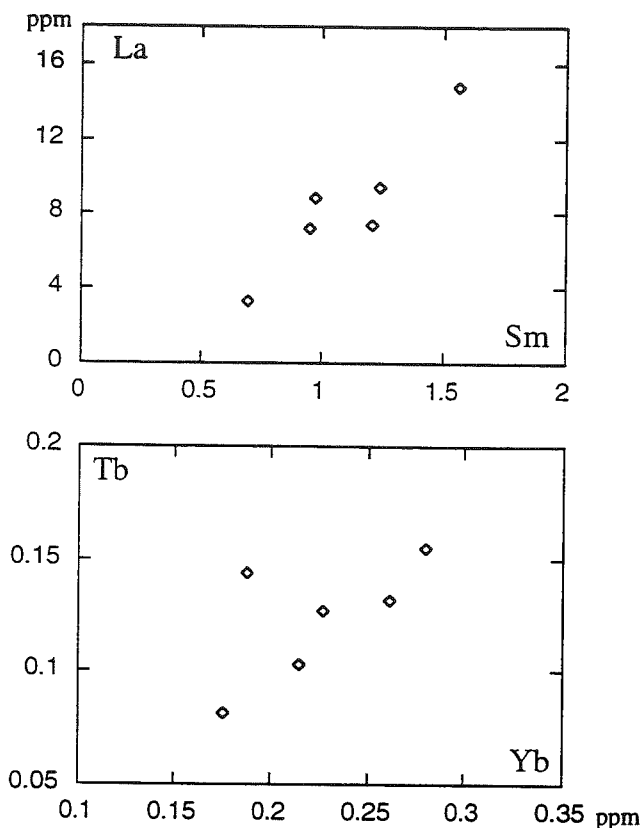


FIG. 43 - Diagrammes La vs Sm et Tb vs Yb des orthogneiss d'Aralter.

partielle d'une source riche en grenat, comme par exemple une lherzolite à grenat "normale".

3.b.5. Les orthogneiss de Bolocho

Les analyses sur roches totales des échantillons de Bolocho sont reportées dans le tableau 17. Ce petit ensemble orthogneissique se distingue des autres groupes d'orthogneiss par la présence de termes basiques et par une large gamme de compositions allant des gabbros (661) jusqu'au syénites quartziques (642) et aux adamellites (665 - 654) parfois très riches en silice (jusqu'à 77,39 % de SiO_2 ; fig. 44-b). Inversement, un échantillon monzonitique (655) apparaît légèrement sous-saturé en silice. Ces orthogneiss métallumineux définissent une association cafémique (fig. 44-d), de nature typiquement subalcaline (fig. 44-b et c), fortement potassique (fig. 44-a), à caractère ferrique (fig. 44 e). Seul l'échantillon 654, pauvre en Fe et Mg se singularise par sa nature magnésienne.

La série subalcaline de Bolocho se caractérise par des teneurs en éléments en traces très élevées, les plus fortes de l'ensemble des orthogneiss étudiés ($\text{La}_N = 219 - 771$; $\text{Lu}_N = 4,8 - 49,4$; $Y = 13 - 73,8$ ppm; cf. discussion: fig. 50). Les spectres de terres rares sont fortement enrichis en TR Légères ($\text{La}/\text{Yb}_N = 6,4 - 43,8$), avec un profil convexe des TR Légères aux TR Moyennes, et s'applatissent dans les TR Lourdes. Ils sont marqués par un fractionnement progressif de l'Eu depuis les faciès basiques vers les faciès les plus acides

Ech.	TK600	TK642	TK643	TK654	TK655	TK656	TK661	TK665	moy.	moy. sf extr.
SiO ₂	71,16	65,35	55,28	77,39	48,22	65,12	55,97	70,77	63,66	63,94
TiO ₂	0,32	0,68	1,63	0,14	2,25	0,58	1,19	0,31	0,89	0,79
Al ₂ O ₃	14,03	15,30	16,31	11,42	16,08	15,35	16,70	14,07	14,91	15,29
Fe ₂ O ₃ *	3,12	4,90	7,58	1,40	11,64	5,72	7,53	3,01	5,61	5,31
MnO	0,04	0,04	0,08	tr	0,17	0,11	0,11	0,03	0,08	0,07
MgO	0,42	1,54	3,18	0,58	4,17	0,55	3,09	0,62	1,77	1,57
CaO	1,22	1,49	5,53	0,50	7,11	2,20	7,60	1,01	3,33	3,18
Na ₂ O	4,07	3,75	4,56	3,62	3,74	4,30	4,59	4,59	4,15	4,31
K ₂ O	4,73	5,83	2,91	4,22	3,74	5,32	1,37	4,66	4,10	4,14
P ₂ O ₅	0,07	0,17	1,14	tr	0,94	0,13	0,77	0,06	0,47	0,39
P.F.	0,56	0,63	1,38	0,52	1,05	0,37	0,68	0,58	0,72	0,70
Total	99,74	99,68	99,58	99,79	99,11	99,75	99,60	99,71	99,62	99,68
Eléments en traces (ppm)										
Pb	11,70	12,21	10,81	11,60	8,52	10,23	9,19	12,73	10,87	11,14
Cs	0,85	0,61	1,42	1,11	3,24	0,81	0,50	1,22	1,22	0,90
Rb	140	101	59	135	82	71	24	132	93	88
Ba	561	954	518	58	648	469	484	666		
Th	21,3	10,1	3,70	15,9	4,83	20,8	8,33	22,8	13,5	14,5
U	3,36	2,09	0,85	4,10	1,12	3,74	1,65	4,66	2,69	2,72
Nb	17,4	14,0	32,9	30,4	22,4	29,3	15,9	17,8	22,5	21,2
Ta	1,41	1,09	1,88	2,29	1,40	1,66	0,93	1,47	1,52	1,41
Sr	133	134	1358	26,9	328	126	1468	109		
Hf	9,80	7,82	3,84	16,5	9,76	20,0	5,90	10,2	10,5	9,6
Zr	386	312	185	613	457	893	248	407		
Y	43,9	28,6	13,0	73,8	38,7	69,8	19,8	41,7	41,1	36,1
Sc	3,9	6,8	10,3	1,1	17,3	7,6	13,1	3,7	8,0	7,6
V	10,2	24,4	145	1,58	143	11,8	146	9,6	61,6	57,9
Cr	4,2	5,0	29,6	1,1	57,4	4,1	64,7	3,3	21,2	18,5
Ni	2,18	2,47	25,4	1,08	16,1	1,87	18,3	1,53	8,63	8,64
Zn	53	42	102	33	150	96	98	42	77	72
Ga	23,0	23,6	20,1	30,3	26,4	28,6	27,5	23,0	25,3	24,3
Terres Rares - en ppm										
La	95,1	56,4	53,7	68,4	70,0	188,5	67,2	98,7	87,3	93,3
Ce	188,7	115,8	111,8	152,3	147,7	369,9	148,7	194,2	178,6	188,2
Pr	19,89	13,04	12,79	17,59	17,09	42,23	17,08	20,81	20,06	20,97
Nd	68,7	49,0	47,5	67,0	70,2	156,9	63,5	72,5	74,4	76,4
Sm	11,37	8,40	7,49	14,65	12,27	23,97	9,71	11,84	12,46	12,13
Eu	0,97	2,03	2,01	0,15	3,16	1,35	2,51	1,05	1,65	1,65
Gd	9,3	7,0	5,3	11,9	10,0	18,9	6,67	9,18	9,78	9,38
Tb	1,38	1,01	0,64	2,08	1,36	2,50	0,82	1,36	1,39	1,29
Dy	7,71	5,64	2,84	12,67	7,65	13,46	3,96	7,63	7,70	6,87
Ho	1,65	1,13	0,48	2,92	1,54	2,78	0,71	1,57	1,60	1,39
Er	4,36	2,88	1,09	7,03	3,60	7,28	1,81	4,08	4,02	3,58
Tm	0,67	0,43	0,14	1,15	0,50	1,12	0,25	0,66	0,61	0,54
Yb	4,50	2,97	0,83	7,15	3,37	7,94	1,60	4,29	4,08	3,69
Lu	0,67	0,46	0,12	1,06	0,50	1,25	0,23	0,71	0,63	0,57

TAB. 17 - Compositions chimiques des orthogneiss de Bolocho.

Bolocho

Références

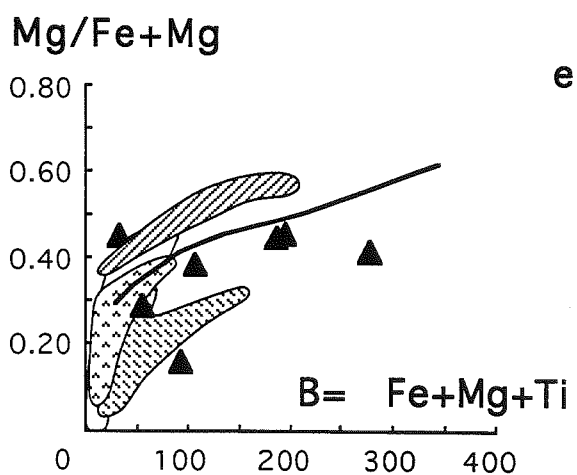
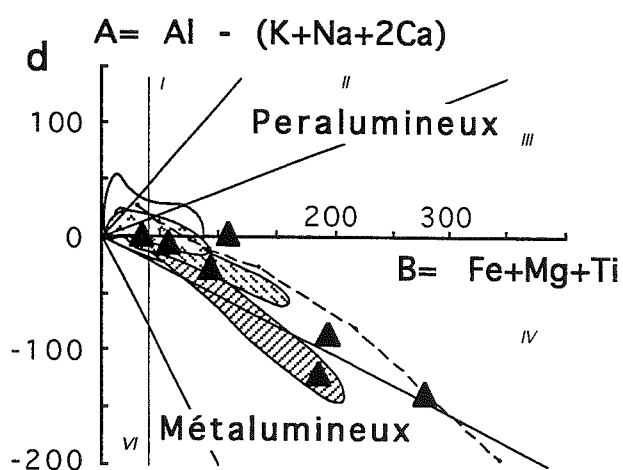
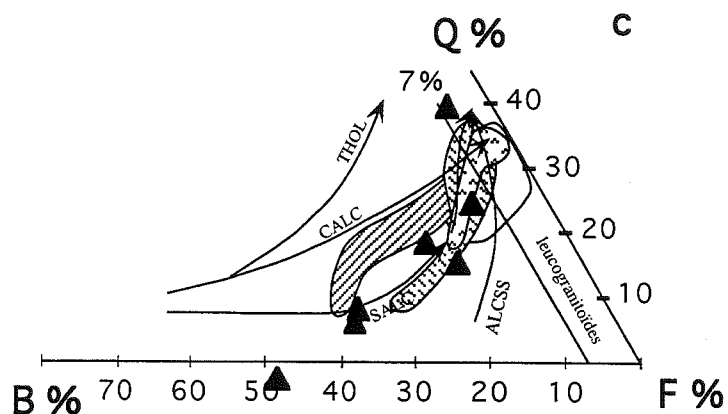
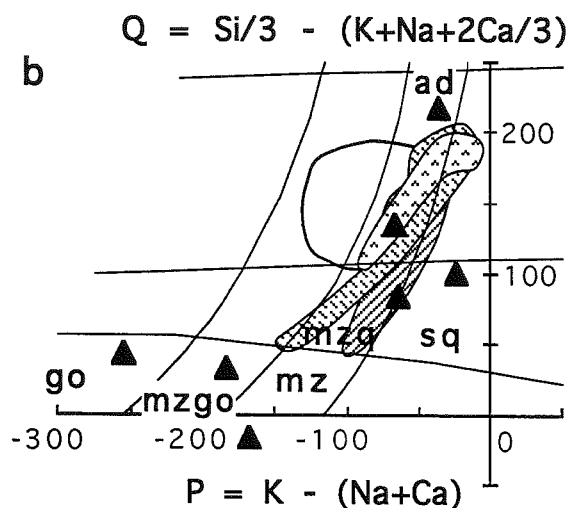
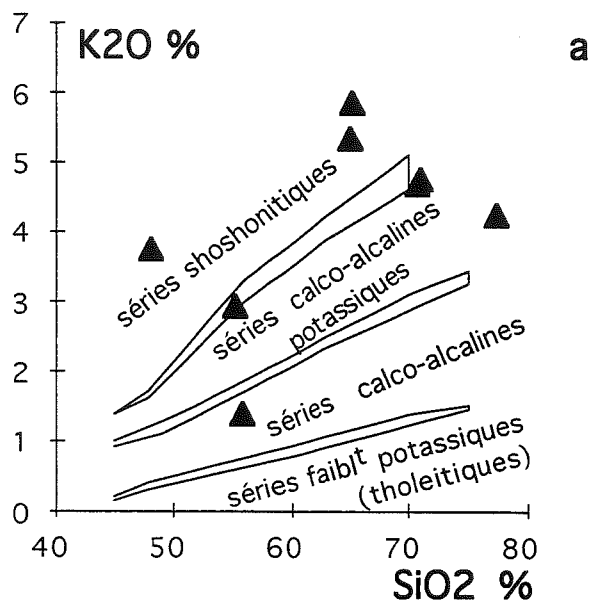


FIG. 44 - Distribution des orthogneiss de Bolocho dans les diagrammes K_2O vs SiO_2 (a), QP (b), QBF (c), AB (d) et Mg^*B (e). Explications dans le texte et fig. 33.

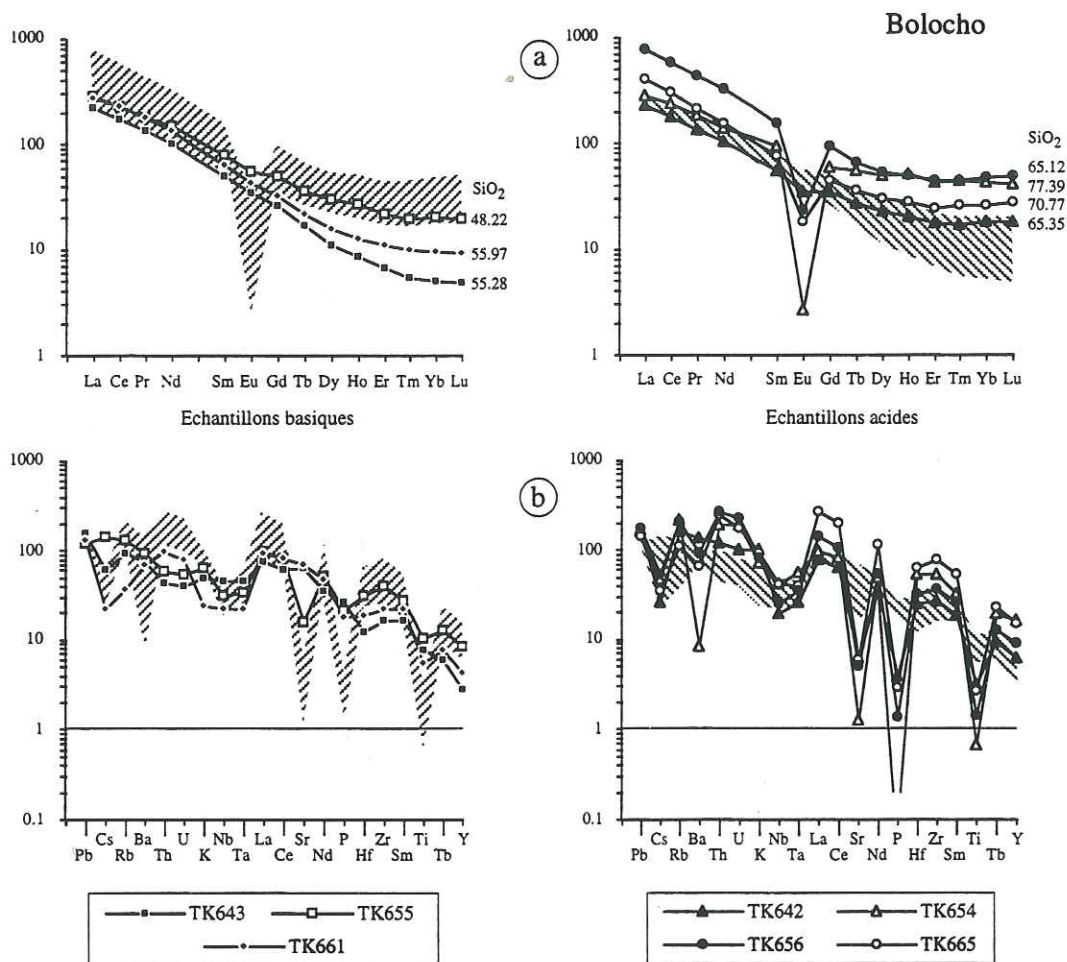


FIG. 45 - Diagramme de terres rares (a) et multi-éléments (b) des orthogneiss de Bolocho. Pour plus de clarté, les échantillons basiques et acides ont été séparés. Les champs des échantillons acides ont été reportés dans les diagrammes des échantillons basiques et vice versa.

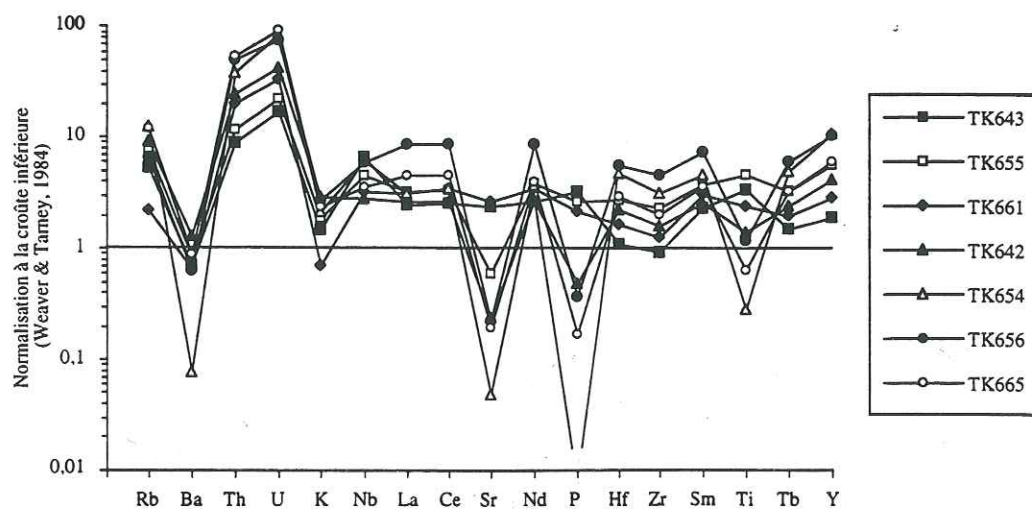


FIG. 46 - Diagramme multi-éléments normalisé à la croûte inférieure des orthogneiss de Bolocho.

se traduisant par une anomalie négative en Eu de plus en plus prononcée ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,98 - 0,035$ - fig. 45a).

Une normalisation des éléments en traces au manteau primitif (fig. 45-b) montre également que ces échantillons sont extrêmement enrichis par rapport aux autres orthogneiss du secteur. Ils se caractérisent par une anomalie négative systématique en Nb-Ta. On observe par ailleurs la formation progressive d'anomalies négatives en Ti, P, Sr et Ba vers les termes acides. Tout comme pour les échantillons de la Basha, une normalisation à la croûte inférieure semble plus adaptée (fig. 46) et montre, si on exclut les éléments les plus incompatibles, des spectres relativement plats avec des valeurs (en éléments) normalisées comprises entre 1 et 3 pour les échantillons basiques, non déprimés en Ti, P et Sr. Ici encore, on observe la formation progressive d'anomalies négatives en Ti, P, et Sr vers les termes acides. L'ensemble des échantillons présente un fort enrichissement en éléments très incompatibles comme

U, Th, et Rb par rapport à une croûte inférieure, à l'exception du Ba qui semble légèrement déprimé.

Malgré la grande diversité pétrographique des orthogneiss de Bolocho, les teneurs et le comportement des éléments en traces sont homogènes et se caractérisent par (i) un très fort enrichissement et (ii) un fractionnement progressif de certains éléments du basique à l'acide. On peut envisager deux cas de figure: soit ces différents échantillons sont issus d'une source unique et ont subi les mêmes processus de différenciation; soit ils sont génétiquement différents et il y a eu homogénéisation complète de la plupart des éléments en traces par mélange lors de la magmatogenèse ou lors du métamorphisme ultérieur. Dans le cas d'une homogénéisation, celle-ci devrait agir plus encore sur les éléments majeurs que sur des éléments en traces réputés immobiles. On peut donc raisonnablement rejeter cette hypothèse.

Dans l'hypothèse de la source unique, il faut alors définir le processus de différenciation dominant. Les

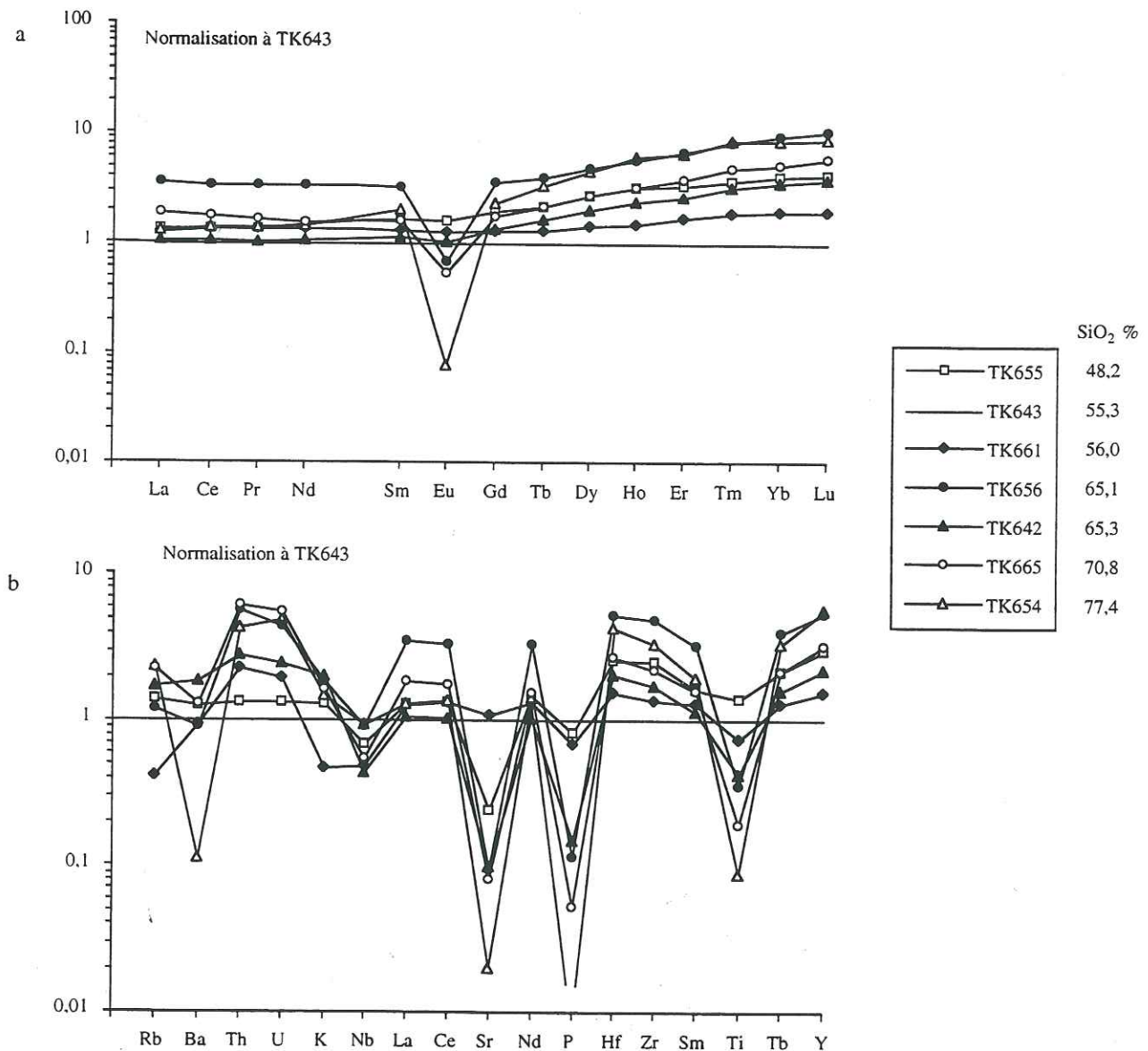


FIG. 47 - Orthogneiss de Bolocho. Diagrammes de terres rares (a) et multi-éléments (b) normalisés à l'échantillon TK643.

Bolocho

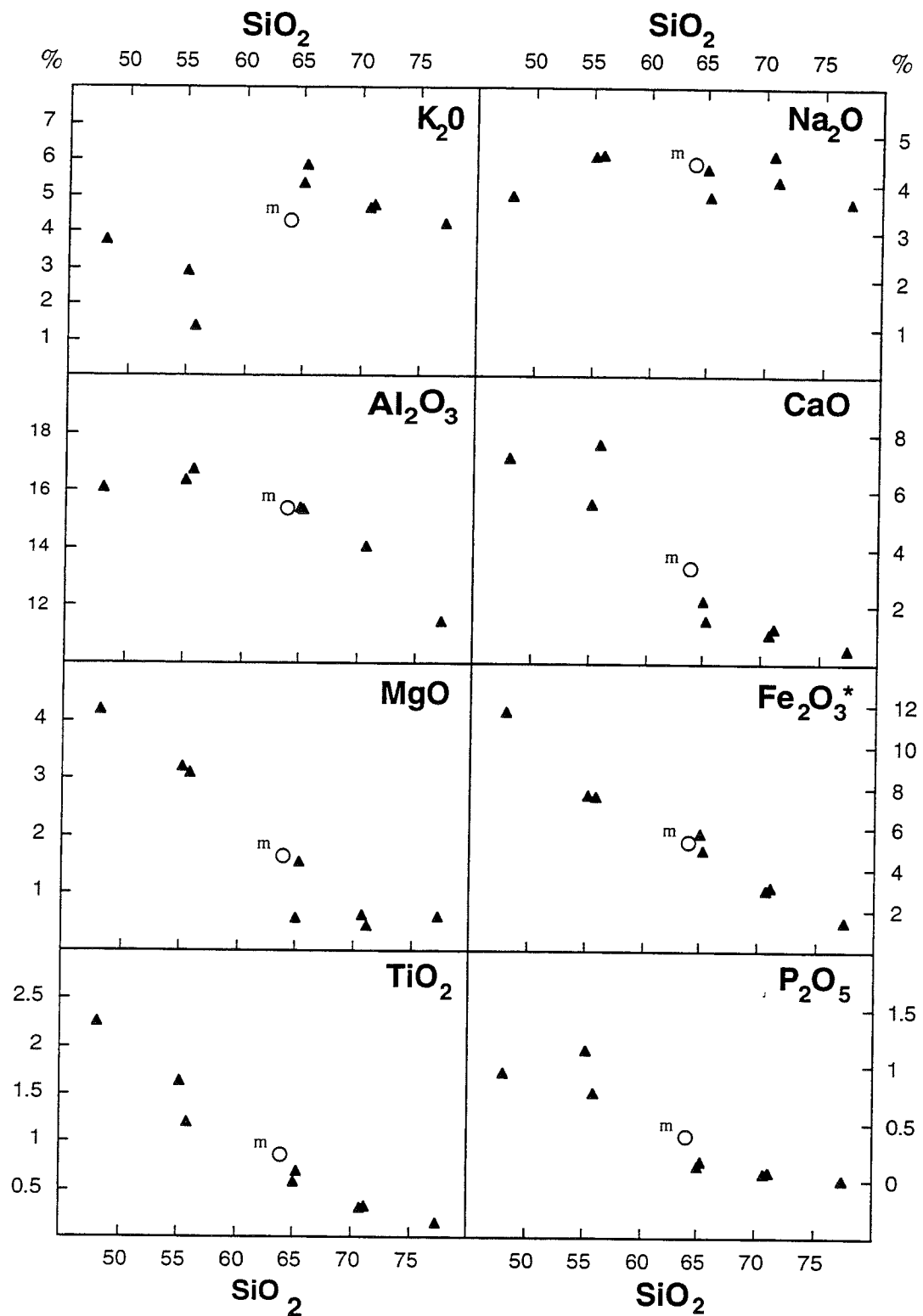


FIG. 48 - Diagrammes d'éléments majeurs en fonction de SiO₂ pour les orthogneiss de Bolocho. Le cercle correspond à la composition moyenne des orthogneiss. Les cumulats sont situés à gauche de ce point tandis que les liquides évoluent vers la droite avec la différenciation. Les comportements de CaO et Al₂O₃ suggèrent une évolution contrôlée par la cristallisation de plagioclase.

spectres multi-éléments pratiquement plats des échantillons basiques 643 et 661 permettent de supposer qu'ils représenteraient la composition en éléments en traces la plus proche d'un magma originel dans l'hypothèse d'une différenciation contrôlée par la cristallisation fractionnée. Si on normalise les terres rares de l'ensemble des échantillons à 643, on constate qu'il apparaît un très léger enrichissement, plus marqué vers les TR Lourdes (fig. 47-a). On retrouve ici encore un creusement progressif de l'anomalie en Eu vers les termes plus acides. Ceci suppose un fractionnement des terres rares par une phase plagioclase dont les coefficients de partage sont faibles [fig. 37 et compilation dans Rollinson, 1993], sauf pour l'Eu, et plus élevés pour les TR Légères que pour les TR Lourdes. Le fort fractionnement du Sr, et dans une moindre mesure celui du Ba, sur les diagrammes multi-éléments, s'explique de la même manière (fig. 47-b). Ces diagrammes multi-éléments présentent également un fractionnement fort du Ti et P, et plus léger du Nb entraînant la formation d'anomalies négatives. Ti et P, par leur caractère fortement compatible, ont tendance à se concentrer dans les cumulats, le titane dans les oxydes ferro-titanés et le phosphore probablement dans une phase apatite. Une cristallisation de magnétite dans ces cumulats basiques pourrait expliquer à la fois le fractionnement du Ti mais aussi du Nb, les coefficients de partage de ce minéral pour ces éléments étant élevés, particulièrement pour le Ti [*ibid.*]. Le groupe des orthogneiss subcalcaires de Bolocho pourrait donc s'interpréter comme dérivant d'un magma unique soumis à des processus de cristallisation fractionnée (CF) très poussés principalement contrôlés par la formation de cumulats à plagioclase.

Sur les diagrammes de terres rares et multi-éléments, on peut noter deux autres particularités. (i) L'échantillon le plus basique (TK655: 48% SiO₂) n'est pas le plus primitif et présente déjà un fractionnement de Nb, Sr, et plus accessoirement de P et Ti. Il peut s'interpréter comme le résultat d'une deuxième phase cumulative après enrichissement du liquide lors de la formation d'un premier cumulat représenté par TK643 et TK661. (ii) L'échantillon le plus enrichi n'est pas le plus acide (TK656: 65% SiO₂). Ceci signifie que le processus de CF n'est pas homogène à l'échelle du pluton: certains secteurs sont le siège de phénomènes cumulatifs plus poussés et il n'y a pas réhomogénéisation du liquide après chaque phase cumulative: on s'écarte d'un modèle théorique.

S'agissant d'un magma unique très différencié comprenant des cumulats et des liquides, la moyenne de l'ensemble des échantillons peut donner une idée de la composition du magma originel. Un calcul avec ou sans les valeurs extrêmes donne sensiblement le même résultat (tab. 17). Ce "magma moyen" a une composition de monzonite qui correspond bien au faciès dominant observé sur le terrain. Il a été reporté sur les diagrammes d'éléments majeurs de Harker avec les compositions de chaque échantillon (fig. 48) et sépare les cumulats des liquides. Les trajets courbes du calcium et de l'alumine montrent ici encore un fractionnement par le plagioclase

tandis que le potassium, très incompatible, se concentre dans les liquides. La légère dispersion observable sur le magnésium dans les termes les plus acides peut s'expliquer par leurs faibles teneurs, probablement situées aux limites de la calibration.

Les diagrammes multi-éléments normalisés à la croûte inférieure (fig. 46) montrent que ce magma est, de façon systématique, légèrement enrichi en éléments en traces, et plus particulièrement en éléments très incompatibles comme Rb, Th et U. On peut donc raisonnablement proposer qu'il est issu d'une fusion partielle de croûte inférieure. L'absence d'enrichissement marqué en Ba (valeurs de normalisation proches de 1) signifie probablement que cette source était déjà peu enrichie, voire déprimée, en cet élément.

3.b.6. Autres granitoïdes

Les analyses sur roches totales de ces échantillons sont reportées dans le tableau 18. Pour la majorité de ces échantillons, nous ne disposons cependant pas des Terres Rares ni de la plupart des éléments en traces.

Sokha

D'après la classification de Debon et Le Fort [1988], 429 est une adamellite alors que 437 et 438 ont une composition de tonalite (fig. 49-b). Ces trois leucogranitoïdes se situent à la limite des champs métalumineux et peralumineux (fig. 49-d) avec la biotite comme minéral caractéristique et sont légèrement magnésiens (fig. 49-e). Les deux orthogneiss tonalitiques présentent cependant une tendance subcalcaire sodique qui les distingue de l'adamellite, a priori plutôt calco-alcaline (fig. 49-b et c).

Kero Lungma

Ces deux orthogneiss (402 et 405) prélevés à des niveaux très différents de la vallée présentent cependant des caractéristiques en éléments majeurs très proches. Ce sont des adamellites (fig. 49-b) à légère tendance peralumineuse avec la biotite comme minéral caractéristique (fig. 49-d) et à rapport Mg/Mg+Fe banal (fig. 49-e).

Moraine

Cet orthogneiss (600) provenant du glacier Moraine semble présenter des caractéristiques en éléments majeurs relativement proches des deux échantillons précédents. Cette adamellite présente cependant un caractère plus ferrifère (fig. 49-e).

Basha

De ces deux orthogneiss, 785 apparaît nettement plus potassique que 495 (fig. 49-a). 785 a une composition de monzonite (fig. 49-b) nettement métalumineuse avec amphibole et clinopyroxène comme minéraux

Ech.	TK402	TK405	TK429	TK437	TK438	TK495	TK600	TK785
	Kero	Kero	Sokha	Sokha	Sokha	Basha	Moraine	Basha
SiO ₂	68,09	72,31	73,09	72,34	72,05	53,65	71,16	55,53
TiO ₂	0,40	0,22	0,14	0,16	0,27	0,88	0,32	0,99
Al ₂ O ₃	16,51	14,01	14,86	14,66	14,58	20,64	14,03	18,02
Fe ₂ O ₃ *	3,29	2,11	1,11	1,33	1,67	6,04	3,12	6,15
MnO	0,04	0,02	0,00	0,05	0,00	0,08	0,04	0,13
MgO	0,88	0,68	0,30	0,39	0,44	2,66	0,42	2,51
CaO	2,56	1,43	2,50	1,81	1,67	7,33	1,22	6,66
Na ₂ O	3,59	4,19	4,66	3,97	4,01	4,44	4,07	3,91
K ₂ O	4,12	4,12	2,40	4,44	4,37	2,4	4,73	4,23
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,07	0,11	0,08	0,44	0,07	0,59
P.F.	0,76	0,59	0,56	0,40	0,55	1,12	0,56	0,84
Total	100,36	99,76	99,69	99,66	99,69	99,68	99,74	99,56
Eléments en traces (ppm)								
Pb							11,7	7,8
Cs							0,85	0,72
Rb	166	129	60	170	173	58	140	74,7
Ba	1076	600	913	1244	803	721	561	1100
Th	42	7	5	15	24	9	21,3	3,00
U							3,36	1,88
Nb	7	6	<5	<5	<5	6	17,4	4,83
Ta							1,41	0,39
Sr	412	158	524	339	336	546	133	1172
Hf							9,80	2,69
Zr	183	113	80	103	165	145	386	98,6
Y	16	11	<5	14	5	18,3	43,9	23,3
Sc	8,3	3,7	2,4	4,3	2,9	15,6	3,9	8,8
V	31	16	<5	8	18	182	10,2	150
Cr	17	11	5	6	16	36	4,19	3,04
Ni	11	<5	<5	9	9	19	2,18	1,78
Zn	53	30	25	33	44	44	53,2	40,4
Ga	22	<5	6	9	17	7	23,0	19,9
Terres Rares - en ppm								
La						24,37	95,15	17,52
Ce						48,54	188,7	38,14
Pr							19,89	5,17
Nd						22,44	68,75	22,70
Sm						4,41	11,37	5,31
Eu						1,40	0,97	2,03
Gd							9,25	4,79
Tb							1,38	0,72
Dy						3,03	7,71	4,28
Ho							1,65	0,94
Er						1,68	4,36	2,23
Tm							0,67	0,36
Yb						1,68	4,50	2,10
Lu						0,25	0,67	0,35

TAB. 18 - Compositions chimiques des "autres granitoïdes".

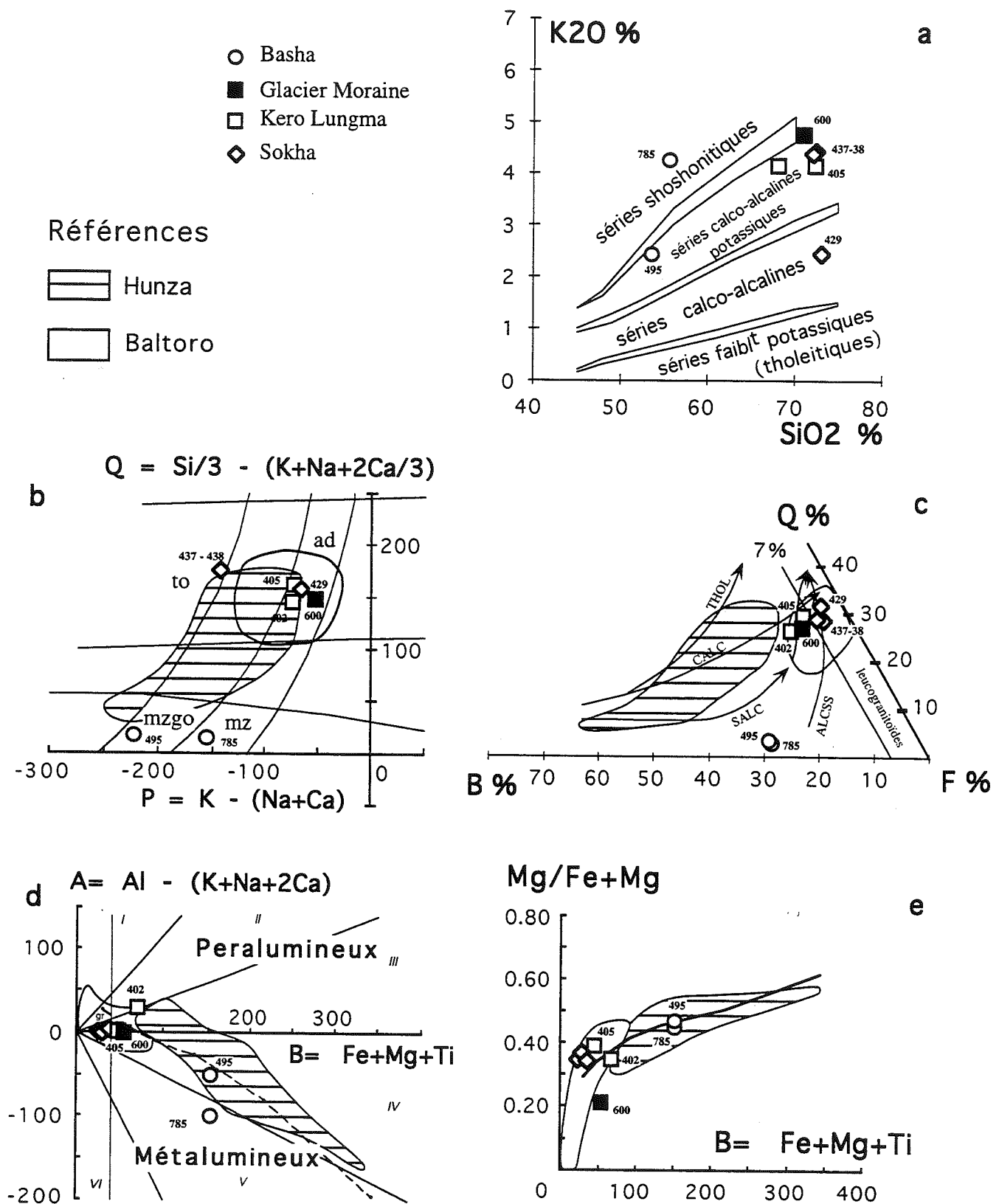


FIG. 49 - Distribution des "autres granitoïdes" dans les diagrammes K₂O vs SiO₂ (a), QP (b), QBF (c), AB (d) et Mg*B (e). Explications dans le texte et fig. 33.

caractéristiques (fig. 49-d). 495 quant à lui a une composition de monzogabbro, également métalumineux à biotite mais sans amphibole. Il présente par contre une quantité non négligeable d'épidote métamorphique (tab. 13). Ces deux échantillons pourraient relever d'une association subalcaline (fig. 49-b, c) se distinguant de celles de Bolocho par son caractère plus magnésien.

3.c. Discussion et comparaisons

Les caractéristiques principales des quatre principaux groupes d'orthogneiss définis dans le secteur du Chogo Lungma et de la Basha sont synthétisées dans le tableau 19. La fig. 50 permet de comparer leurs concentrations en éléments en traces caractéristiques.

D'une façon générale, tous les orthogneiss analysés présentent des spectres multi-éléments et de terres rares à forte pente, très enrichis en TR Légères et en LILE, avec des anomalies négatives systématiques en Ti, P, Nb et positives en Hf, Zr, Sm. Chacun des quatre groupes (Basha, Bukpun s.l., Aralter, Bolocho) s'individualise bien par ses caractères pétrographiques et géochimiques (fig. 50).

3.c.1. Les orthogneiss de la Basha

Ils dérivent principalement de granites leucocrates à subleucocrates, plus ou moins peralumineux, ferri-fères, riches en feldspath potassique et muscovite, définissant une association aluminocafémique à affinité subalcaline. Ils sont enrichis en éléments en traces avec des spectres de terres rares caractérisés par un enrichissement en TR Légères et une anomalie négative en Eu ainsi qu'une forte dispersion des TR Lourdes directement liée à la présence de grenat métamorphique. Par rapport à une composition de croûte inférieure ces échantillons sont déprimés en Ti, P, Ba et Sr et enrichis en Rb, Th, U. Les anomalies négatives en Eu, Ba et Sr témoignent d'un fractionnement par une phase feldspathique au cours de la magmatogenèse. L'ensemble des caractéristiques pétrographiques et géochimiques de ces gneiss semble indiquer une origine crustale du magma.

Les caractères géochimiques de ces orthogneiss montrent par ailleurs certaines similitudes avec les granites du Baltoro, notamment au niveau des éléments majeurs. Ce dernier est lui aussi composé de faciès leucocrates à biotite \pm muscovite, à caractère plutôt peralumineux et ferri-fère. Les comportements des TR Légères sont similaires dans les deux cas et présentent notamment l'anomalie négative en Eu qui caractérise généralement les magmas subalcalins. Les granites du Baltoro diffèrent cependant des orthogneiss de la Basha par une large prédominance des granodiorites et des adamellites par rapport aux granites s.s., par l'existence de termes métalumineux à amphibole, et par de beaucoup plus fortes teneurs en Ba et surtout Sr. Par ailleurs, il est à noter que les granitoïdes du Baltoro ne

sont affectés par aucun métamorphisme et sont décrits comme sécants sur la foliation métamorphique régionale [Debon *et al.*, 1986; Searle, 1991]. Cependant, Bertrand et Debon [1986] les considèrent comme syntectoniques, et les faciès Baltoro observés le long du glacier de Biafo présentent systématiquement une foliation pénétrative concordante avec la foliation régionale [P. Le Fort, comm. pers.]. De plus, le degré de métamorphisme dans le Karakorum diminue progressivement du Sud vers le Nord. Aussi, malgré certaines similitudes et en l'absence de données plus précises sur l'âge de mise en place des granitoïdes de la Basha, il serait pour le moins prématuré (voire hasardeux) de les considérer comme issus de la même phase de magmatisme que les granitoïdes du Baltoro, même si leurs sources sont probablement similaires.

3.c.2. Les orthogneiss du groupe de Bukpun

Ils constituent une série calco-alcaline allant des tonalites aux adamellites à plagioclase - biotite et de nature principalement métalumineuse. Ils sont enrichis en éléments en traces avec des spectres de terres rares marqués par un enrichissement en TR Légères, une très faible anomalie négative en Eu et un aplatissement au niveau des TR Lourdes résultant probablement d'un fractionnement par une phase grenat ou amphibole au niveau de la source. Les caractères géochimiques de ces orthogneiss sont comparables à ceux de la granodiorite de Hunza ou des faciès à dominance adamellitique de Ghamu Bar dont les champs ont été reportés sur les différents diagrammes (fig. 39). Les orthogneiss du Bukpun se rapprochent en effet de la granodiorite de Hunza par leurs caractères typologiques, par des spectres de terres rares et multi-éléments semblables (fort enrichissement en incompatibles et en TR Légères avec une anomalie négative en Eu très faible ou parfois nulle; enrichissement en U-Th; anomalie négative en Nb-Ta: fig. 40). Ils s'en écartent cependant par l'absence de termes sombres et de faciès à amphibole, par une évolution vers des termes plus leucocrates et plus feldspathiques, par un caractère moins alumineux, et par des anomalies négatives en P et Ti plus marquées. Ces caractères, tout comme la présence de termes oeilés (donc porphyroïdes) les rapprochent par contre de Ghamu Bar [Debon *et al.*, 1987]. On ne note cependant pas le léger enrichissement en TR Lourdes que présente ce dernier par rapport à Hunza.

Ces caractères intermédiaires des orthogneiss du Bukpun entre deux ensembles somme toute déjà proches l'un de l'autre peut s'expliquer par le fait que nous y avons réuni des échantillons relativement dispersés le long du Chogo Lungma et à la pétrographie hétérogène (voir avant). Un échantillonnage plus important et plus serré permettrait peut-être de distinguer un groupe plus proche des caractéristiques de Hunza d'un autre groupe se rapprochant de Ghamu Bar. Quoiqu'il en soit, ces échantillons peuvent être sans ambiguïté considérés comme des représentants dans le KMC du

plutonisme calco-alcalin crétacé si largement représenté dans le batholite axial, juste au Nord du secteur étudié.

Remarque

Il est à noter que deux échantillons associés au groupe Bukpun proviennent de la rive droite (Sud) du Chogo Lungma et ont été observés à l'affleurement en rive gauche de la vallée de Remendok par P. Pertusati [communication personnelle] dans les formations d'arc et d'arrière arc du Ladakh-Kohistan. Ce point a des conséquences géodynamiques importantes et deux hypothèses peuvent être formulées pour expliquer la présence de roches de type Hunza, donc d'arc continental, dans ces formations d'arc océanique:

(i) La suture Nord (= suture de la Shyok), d'âge Crétacé, a été replissée lors des événements tectoniques qui ont structuré l'ensemble de la région à partir de la collision continentale (notamment le plissement isoclinal, cf. chap. III). Un tel plissement de la suture est suggéré par les replis des calcaires qui définissent la limite Sud du Karakorum entre les vallées de Niamur et de Turmik (fig. II-1);

(ii) L'arc du Ladakh-Kohistan était déjà, au moins partiellement, accolé au Karakorum lors de la mise en place du magmatisme de type Hunza [Schärer *et al.*, 1984; Debon et Khan, 1996; Debon *et al.*, 1996]. En effet, l'âge de la suture Nord est généralement située entre 102 et 85 Ma [ex.: Treloar *et al.*, 1989] tandis que la granodiorite de Hunza s'est mise en place vers 95 Ma [Le Fort *et al.*, 1983]. Dans cette hypothèse, la fourchette de temps situant la collision arc-Karakorum pourrait être réduite à l'intervalle 102-95 Ma et le magmatisme de Hunza correspondre à une brusque transition d'un système d'arc océanique dominant vers un système d'arc continental de type andin.

3.c.3. L'orthogneiss granodioritique d'Aralter

Il est constitué d'une granodiorite leucocrate, à tendance peralumineuse, à affinité subalcaline sodique et magnésienne. Cette granodiorite se caractérise par un très fort enrichissement en éléments incompatibles et en TR Légères ainsi que par de très basses teneurs en TR Lourdes et Y couplées à une anomalie négative en Eu pouvant s'expliquer par la présence de grenat au niveau de la source. Ses caractères géochimiques peuvent s'accorder avec une genèse par faible taux de fusion partielle d'une lherzolite à grenat normale.

La localisation dans les diagrammes d'éléments majeurs et la tendance subalcaline de cette granodiorite sont comparables à celles des granitoïdes du Baltoro (fig. 41). Ces derniers présentent toutefois un caractère souvent plus ferrifère et peuvent être en fait séparés en deux groupes: les adamellites et les leucogranites. Les adamellites du Baltoro sont systématiquement plus riches en éléments en traces et terres rares, à l'exception du Sr, très enrichi dans les orthogneiss d'Aralter, et de Ba - Zr dont les teneurs sont sensiblement équivalentes.

Si les leucogranites du Baltoro présentent, quant à eux, comme Aralter, des teneurs en terres rares relativement basses, ils sont par contre plus enrichis en TR Lourdes et se caractérisent par une anomalie négative en Eu. Ils sont également plus enrichis dans la plupart des autres éléments en trace, à l'exception de Sr, Ba et Zr.

Au total, les caractéristiques pétrographiques et géochimiques originales de l'orthogneiss d'Aralter ne permettent pas de le rattacher directement à l'un des magmatismes connus dans le Karakorum.

3.c.4. Les orthogneiss de Bolocho

Ces faciès typiquement subalcalins et très différenciés, à biotite et épidote (+ hornblende dans les faciès basiques) présentent un caractère exclusivement métalumineux et généralement ferrifère. Extrêmement enrichis en éléments en traces, ils montrent une évolution continue depuis les termes basiques jusqu'aux termes acides, marquée par un fractionnement progressif d'Eu, Sr, P et Ti. Cette évolution s'accorde avec un processus de cristallisation fractionnée contrôlée par la formation de cumulats à plagioclase au sein d'une chambre magmatique unique. Les caractères géochimiques de ces orthogneiss suggèrent une origine par fusion partielle d'une croûte inférieure probablement déprimée en Ba.

Les orthogneiss de Bolocho ont été comparés aux autres complexes subalcalins reconnus dans le Karakorum: Darkot Pass [Debon *et al.*, 1987], Giraf, qui serait intermédiaire entre le subalcalin et le calco-alcalin [Debon *et al.*, 1996], Batura [Debon, 1995] et Baltoro [Debon *et al.*, 1986; Rex *et al.*, 1988; Searle *et al.*, 1989; Schärer *et al.*, 1990; Searle, 1991]. Les champs de tous ces complexes ont été reportés dans les différents diagrammes (fig. 44 et 51). Enfin, nous les avons également comparés au complexe alcalin du Koz Sar [Debon et Khan, 1996].

Comparativement aux différents complexes subalcalins, les orthogneiss de Bolocho sont systématiquement plus enrichis en éléments en traces (fig. 51).

Pour Darkot Pass, seuls ont été reportés sur les diagrammes les enveloppes des deux faciès présentant un caractère nettement subalcalin [DP2 et DP3 de Debon *et al.*, 1987]. Ces granitoïdes crétacés possèdent des caractères minéralogiques et géochimiques en éléments majeurs similaires à Bolocho mais évoluent vers des termes granitiques à rapports Mg/Mg+Fe plus bas. Par ailleurs, leurs spectres de terres rares sont systématiquement moins enrichis en TR Légères et marqués par une remontée au niveau des terres les plus lourdes qui les distinguent nettement de Bolocho. Ils s'en écartent également par des teneurs en Rb, Th et U plus élevées.

Les granitoïdes métalumineux de Giraf, également crétacés, présentent des caractéristiques pétrographiques et géochimiques proches de celles de Bolocho. En particulier, les profils de terres rares des faciès clairs (monzonites quartziques à adamellites) de ce pluton sont comparables à ceux des faciès équivalents de

	Basha	Bukpun	Aralter	Bolocho
Minéralogie	Qtz-Pl-fK-Bt-Mu ±Grt±Tm	Qtz-Pl-fK-Bt±Mu Ap-Ep-Zr±Sph±Op	Qtz-Pl-fK-Bt±Mu Zr-Ap-Op-Chl (rares Sph et All)	Qtz-Pl±fK-Bt-Ep ±Mu±Am Sph-Zr-Ap±Op±Calc
roches Typologie magma	gr - (ad - gd) ±peralumineuses Alumino-cafémique Affinité subalcaline Ferrière	to - gd - ad - mzdq dominante métalumineuse Cafémique Calco-alcalin	gd légèrement peralumineux Alumino-cafémique Subalcalin sodique Magnésien	go - mazgo - mzq - sq - ad métalumineuses Cafémique Subalcalin ferrière
Terres Rares	La _N = 21,6 - 176,3 Lu _N = 2,25 - 12,38 La/Yb _N = (0,93) 5,0 - 39,0 Eu/Eu* = 0,12 - 0,71	La _N = 79 - 657 Lu _N = 5,22 - 13,97 La/Yb _N = 8,8 - 50,7 Eu/Eu* = 0,76 - 1,09	La_N = 13,1 - 60,3 Lu_N = 1,04 - 1,64 La/Yb _N = 10,1 - 35,5 Eu/Eu* = 1,30 - 1,72	La_N = 220 - 771 Lu_N = 4,8 - 49,4 La/Yb _N = 6,45 - 43,80 Eu/Eu* = 0,035 - 0,98 Creusement anom. - en Eu et enrich ^t . autres TR avec la différenciation
Traces	Anom. - Ba - Sr - Ti - (Nb) Anom. + Rb - Th - U - (Ta)	Anom. - Nb-Ta-P-Ti	Anom. - Cs - Th - Nb - Ta -Nd-P - Ti Anom. + Sr Y = 2,5 - 3,8 ppm	très enrichi Anom. - Nb - Ta appauvris ^t . Ba - Sr - P - Ti et enrich ^t . U - Th - Hf - Zr avec la différenciation
Origine	Croûte continentale	Manteau	?	Manteau? C. inf.?
Comparable à	Baltoro???	Hunza Ghamu Bar	???	Koz Sar ? Batura ou Giraf ??

TAB. 19 - Tableau de synthèse des caractéristiques chimico-minéralogiques des orthogneiss du secteur du Chogo Lungma. Abréviations des noms de roches: gr: granite; ad: adamellite; gd: granodiorite; to: tonalite; mzdq: monzodiorite quartzique; mzq: monzonite quartzique; sq: syénite quartzique, mazgo: monzogabbro; go: gabbro. Pour les caractéristiques des éléments en traces, les anomalies (négatives ou positives) s'entendent par rapport à une normalisation au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989].

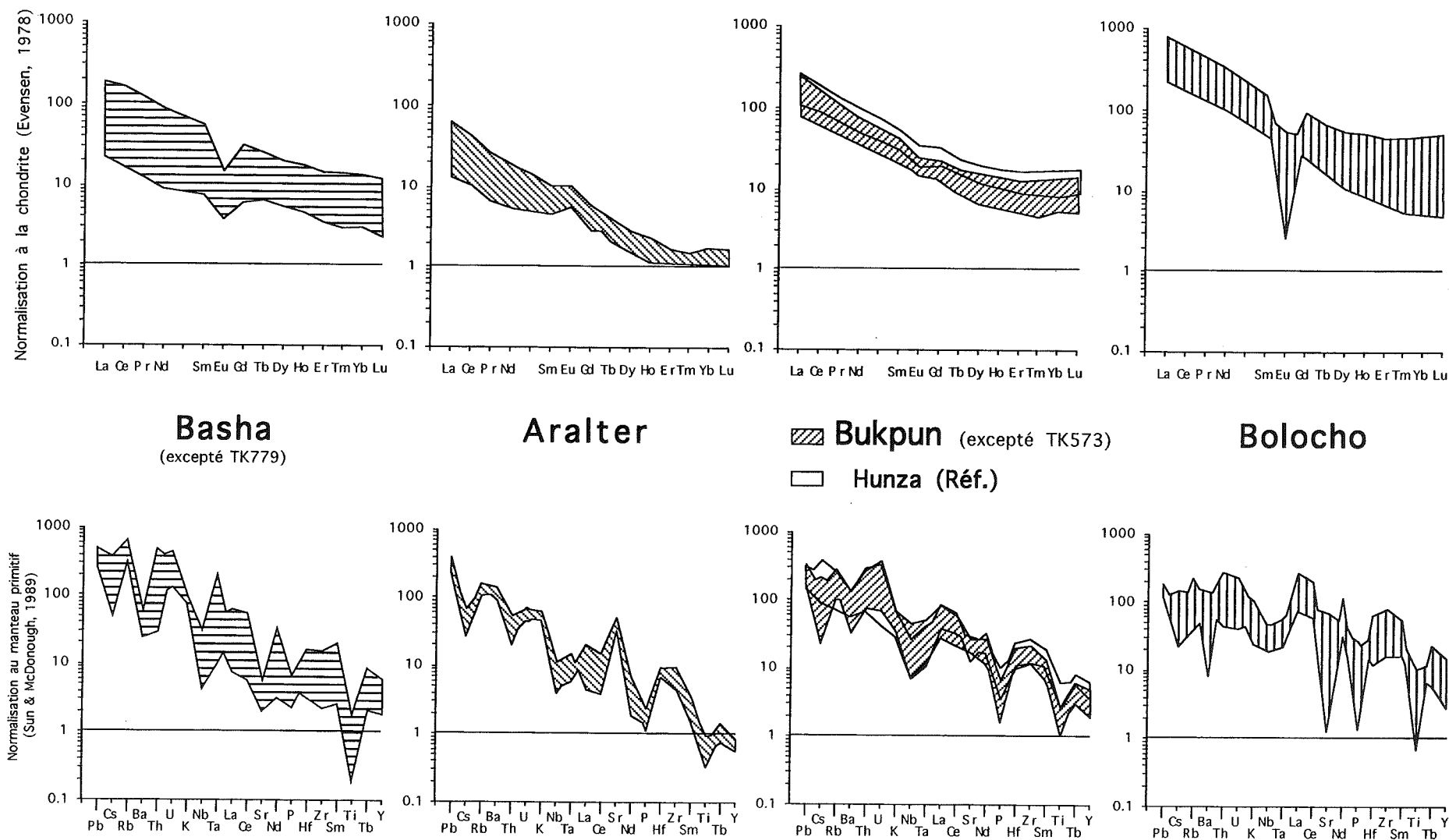


FIG. 50 - Tableau de synthèse des diagrammes de terres rares et multi-éléments des orthogneiss du KMC dans le secteur du Chogo Lungma.

Bolocho, quoique moins enrichis. Ils en diffèrent cependant par un caractère fortement magnésien et par des teneurs en Ba, Sr et Rb plus élevées.

Le complexe de Batura, d'âge Paléogène, présente également des caractères pétrographiques similaires à ceux de Bolocho, évoluant globalement depuis des monzonites quartziques jusqu'à des granites très leucocrates. Un stock dioritique ferrifère lui est associé. Comme Bolocho, ce complexe est à dominante métalumineuse, ferrifère et présente un fort enrichissement en incompatibles. Il s'en différencie cependant par la rareté des faciès intermédiaires (ex.: monzonites quartziques) et par une importante proportion de granites qui lui confère un caractère globalement plus leucocrate et plus alumineux (tendance alumino-caféminique). Batura présente également comme autres différences un enrichissement en Yb-Lu, des teneurs en Sr généralement plus basses (sauf pour les échantillons les plus acides) et des teneurs en Rb, Th, et U plus élevées. Le stock gabbroïque de Kuk (non reporté sur les figures), associé sur le terrain à Batura, est nettement plus pauvre en TR Légères que les cumulats basiques de Bolocho. Il se caractérise par sa nature magnésienne et par une forte anomalie positive en Eu. Il serait génétiquement différent de Batura.

On peut aussi tenter de comparer les granitoïdes de Bolocho à ceux du Baltoro, de nature subalcaline. Les granitoïdes du Baltoro sont en fait très différents de ceux de Bolocho tant pétrographiquement que géochimiquement. Ce sont des faciès plus ou moins leucocrates à Bt±Mu, extrêmement pauvres en enclaves ignées basiques, évoluant depuis les granodiorites jusqu'aux granites et plutôt peralumineux. En dehors de leurs teneurs globalement plus basses en terres rares, ils sont également plus déprimés en Zr, Y et plus enrichis en U, Pb et Ba.

Enfin, une comparaison avec le complexe alcalin crétacé du Koz Sar [Debon et Khan, 1996] semble pertinente. Les légères différences entre ces deux ensembles se situent principalement au niveau de la composition minéralogique et du comportement des éléments majeurs. Du point de vue nomenclature des échantillons, les termes acides du Koz Sar évoluent vers des compositions de granite, tandis que ceux de Bolocho vont vers les adamellites. Par ailleurs, du Cpx a été observé dans les faciès basiques de Koz Sar [champ V, avec Am+Cpx+Bt, du diagramme A-B de Debon et Le Fort, 1988], mais pas dans Bolocho (champ IV, avec Bt-Am±Cpx, du diagramme A-B). Il a cependant pu être rétrotransformé en amphibole dans ce dernier lors du métamorphisme. Les deux ensembles

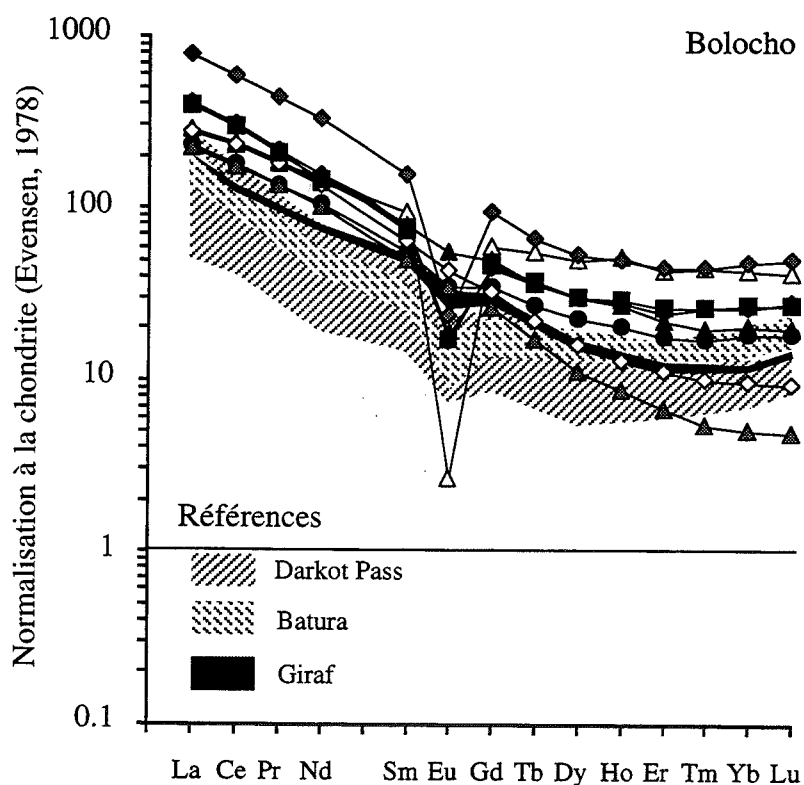


FIG. 51 - Comparaison des teneurs en terres rares des autres plutons subcalins du Karakorum avec celles des orthogneiss de Bolocho, à l'exception du Baltoro.

sont typiquement métalumineux mais Koz Sar est alcalin tandis que Bolocho est subalcalin. Enfin, Koz Sar apparaît plus ferrifère. Par contre, le comportement des terres rares est très similaire. Les teneurs sont élevées dans les deux ensembles avec un très fort enrichissement en TR légères et un aplatissement dans les TR lourdes. De plus, on observe la formation ou l'accentuation d'une anomalie négative en Eu vers les faciès acides. Les teneurs des autres éléments en traces sont également comparables (Ba, Ga, Y, Th, Zr). Le Nb est un peu plus dispersé et le Rb un peu plus enrichi dans Koz Sar. Les seules différences importantes sont, toujours pour Koz Sar, des teneurs en Sr plus basses et en U plus hautes.

De ces comparaisons il ressort que le pluton de Bolocho possède une signature originale par rapport aux autres massifs subcalins du Karakorum. Il se rapproche cependant beaucoup plus des granitoïdes crétacés ou paléogènes, d'origine mantellique, que de ceux du Baltoro. La signature originale de Bolocho l'assimile beaucoup plus au complexe alcalin du Koz Sar, ce qui en ferait un intermédiaire entre le subalcalin franc et l'alcalin.

3.d. Conclusion

Nous avons donc mis en évidence dans le complexe Métamorphique du Karakorum, secteur du Chogo Lungma, l'existence de quatre groupes principaux d'orthogneiss: Bukpun, Basha, Bolocho et Aralter. Les

deux premiers y sont très largement développés.

Le groupe du Bukpun correspond aux manifestations les plus méridionales dans le Karakorum du magmatisme crétacé de subduction de type Hunza ou Ghamu Bar. Par ailleurs, la présence de granitoïdes de ce type dans les formations du Ladakh suggère soit que la Suture Nord a été replissée lors des phases de structuration cénozoïques, soit que la collision de l'arc océanique du Ladakh-Kohistan avec le Karakorum était déjà réalisée lors de la mise en place de la granodiorite de Hunza, c'est-à-dire vers 95 Ma.

Le groupe de la Basha, présente des affinités crustales et serait à rapprocher, au moins sur le plan génétique, d'un magmatisme de type Baltoro.

Parmi les deux autres petits groupes, Bolocho semble constituer sur le plan géochimique, un intermédiaire entre des complexes plutoniques subalcalins déjà décrits dans le Karakorum (crétacé de Giraf, ou paléogène de Batura) et le complexe alcalin crétacé du Koz Sar.

Enfin, la granodiorite d'Aralter présente des caractéristiques géochimiques originales, difficiles à rattacher aux autres plutonismes connus dans le Karakorum.

Afin d'aller plus avant dans les comparaisons et les interprétations il serait nécessaire d'une part de définir les âges de mise en place de ces plutons, et d'autre part de déterminer les caractéristiques de leurs sources à l'aide de données isotopiques. Ces dernières permettraient également de préciser les processus de différenciation.

Pour aller plus loin encore, on pourrait, pour chaque groupe, séparer les différentes phases minérales et analyser leurs compositions en traces et terres rares. Ceci permettrait de quantifier précisément la contribution de chacune de ces phases à la composition globale de la roche comme l'a fait par exemple Sawka [1988] et de modéliser les processus pétrogénétiques.

4. - LA SYÉNITE D'HEMASIL: UN MAGMATISME POTASSIQUE SYN-OROGÉNIQUE MIOCÈNE

4.a. Introduction

Les magmatismes potassiques à ultrapotassiques se rencontrent principalement dans trois types de contextes géodynamiques [Thompson et Fowler, 1986]: (i) dans les zones de subduction, associés à des suites calco-alcalines; (ii) pendant ou après une collision continentale suivant une fermeture océanique; (iii) de façon plus sporadique dans des zones d'extension intra-contininentales. Dans le second cas, qui est celui qui intéresse le pluton syénitique d'Hemasil, ils font souvent suite à une phase de magmatisme calco-alcalin et sont fréquemment associés à des mouvements décrochants le long de failles majeures [Hernandez *et al.*, 1987; Liégeois et Black, 1987; Bonin, 1988; Wyman et Kerrich, 1993]. Ce magmatisme syn-orogénique peut évoluer par la suite vers un

magmatisme alcalin anorogénique intraplaque, généralement plus sodique que potassique. Ces magmas potassiques et ultrapotassiques sont considérés, à partir de nombreux travaux géochimiques, isotopiques et expérimentaux, comme issus d'un très faible taux de fusion partielle de sources mantelliques métagénésées ou enrichies [Nelson *et al.*, 1986; Bailey, 1987].

Dans le Nord Pakistan, l'essentiel du magmatisme alcalin décrit jusqu'ici se situe à proximité de Peshawar [complexe d'Ambela, Loe Shilman, Silai Patti, Warsak, Tabela: Jan *et al.* 1981; Shams, 1983; Le Bas *et al.*, 1987; Rafiq et Jan, 1988; Butt *et al.* 1989; Tahirkheli *et al.* 1990], au Sud du MMT (fig. 52-a). Ces différents plutons alcalins considérés par Kempe et Jan [1980], comme faisant partie d'une "province alcaline" unique constitueraient en réalité deux groupes bien distincts: l'un carbonifère et l'autre oligocène [Le Bas *et al.*, 1987]. Ces derniers auteurs considèrent en effet les âges jeunes comme ceux d'une mise en place de plutons alcalins le long de failles de charriage liées à la collision des plaques indienne et asiatique, sans relation avec le complexe carbonifère d'Ambela. Cependant, Rafiq et Jan [1988] proposent que ces âges jeunes correspondent plutôt à des événements tectonométamorphiques récents affectant les intrusions carbonifères.

Dans le Karakorum, les exemples de magmatisme alcalin rapportés jusqu'ici sont rares. Au Crétacé supérieur (88 ± 4 Ma par isochrone Rb-Sr sur roche totale) se met en place le complexe plutonique alcalin du Koz Sar dans la partie occidentale de la chaîne [Debon et Khan, 1996]. Ces auteurs le considèrent comme mis en place en contexte post-collisionnel, après l'accrétion de l'arc du Kohistan à la marge Sud du Karakorum. Par ailleurs, du magmatisme potassique miocène a déjà été décrit à l'extrémité Est de la chaîne. Il s'exprime sous forme de filons de lamprophyre, de shoshonites et de roches ultrapotassiques. Les lamprophyres recoupent les gneiss du K2 [Desio et Zanettin, 1970] tandis que les shoshonites et les roches ultrapotassiques sont intrusives dans le granite de Sughet et les formations de Shaksgam [Pognante, 1990]. Les lamprophyres ont fourni un âge de 22 Ma [K-Ar sur biotite: Rex *et al.*, 1988]. Ces filons potassiques seraient liés au fonctionnement de la faille décrochante du Karakorum de part et d'autre de laquelle ils se situent [Pognante, 1990].

Enfin, un volcanisme shoshonitique néogène est assez largement répandu sur le plateau tibétain [Turner *et al.*, 1996]. Les diverses manifestations de ce volcanisme, tant au Sud qu'au Nord du plateau, sont considérées comme consécutives à la phase d'épaississement lithosphérique liée à la collision Inde-Asie. Ces magmas potassiques prendraient leur source dans la partie inférieure du manteau lithosphérique. Un mécanisme d'amincissement convectif, compensant l'épaississement, induirait un réchauffement de la lithosphère, provoquant la fusion de zones préalablement métagénésées.

Nous rapportons ici de nouvelles données géologiques, pétrographiques, géochimiques et isotopiques

concernant un petit pluton syénitique tardi-miocène découvert le long de la vallée de la Basha, dans le complexe métamorphique du Karakorum, au cours de la mission de reconnaissance de 1992 [P. Le Fort et A. Pêcher] et étudié plus en détail lors de notre mission de 1993. Nous en discuterons les aspects pétrogénétiques et les implications géodynamiques.

4.b. Contexte géologique et structural

La syénite d'Hemasil est intrusive dans le complexe métamorphique du Karakorum (KMC), à proximité de son contact Sud avec les formations de l'arc du Ladakh-Kohistan (fig. 52). Dans le secteur étudié, le KMC peut être divisé en trois grandes formations: les orthogneiss du Mangol Bluk, les paragneiss de la Basha et les "formations métasédimentaires" (cf. Chapitre II). Le pluton syénitique se présente sous forme d'un petit dôme de 4 x 2,5 km, allongé selon une direction N140°E. Au Nord, il est intrusif dans les marbres

dolomitiques de Chutrun, membres des formations métasédimentaires. Sur sa bordure Ouest, une faille le met en contact avec d'autres niveaux des formations métasédimentaires (quartzites, micaschistes). Il est limité à l'Est par la rivière Basha, en rive gauche de laquelle ni la syénite, ni les marbres qui l'entourent n'ont été observés à l'affleurement. On retrouve seulement les alternances de gneiss ortho- et para- du Mangol Bluk et de la Basha qui se développent de part et d'autre de la vallée en amont. La parfaite continuité des structures observables dans ces formations entre les deux rives au Nord de Niesolo infirme l'hypothèse d'une faille majeure suivant le cours de la vallée. Il est probable que l'énorme bloc de syénite exploité comme pierre de construction par les habitants du village de Doghra, installé sur des terrasses fluvio-glaciaires en rive gauche de la Basha, a traversé la vallée à la faveur d'un effondrement.

A son contact Nord avec l'encaissant carbonaté, la syénite présente un faciès de bordure plus sombre, caractérisé par la présence de calcite et de muscovite

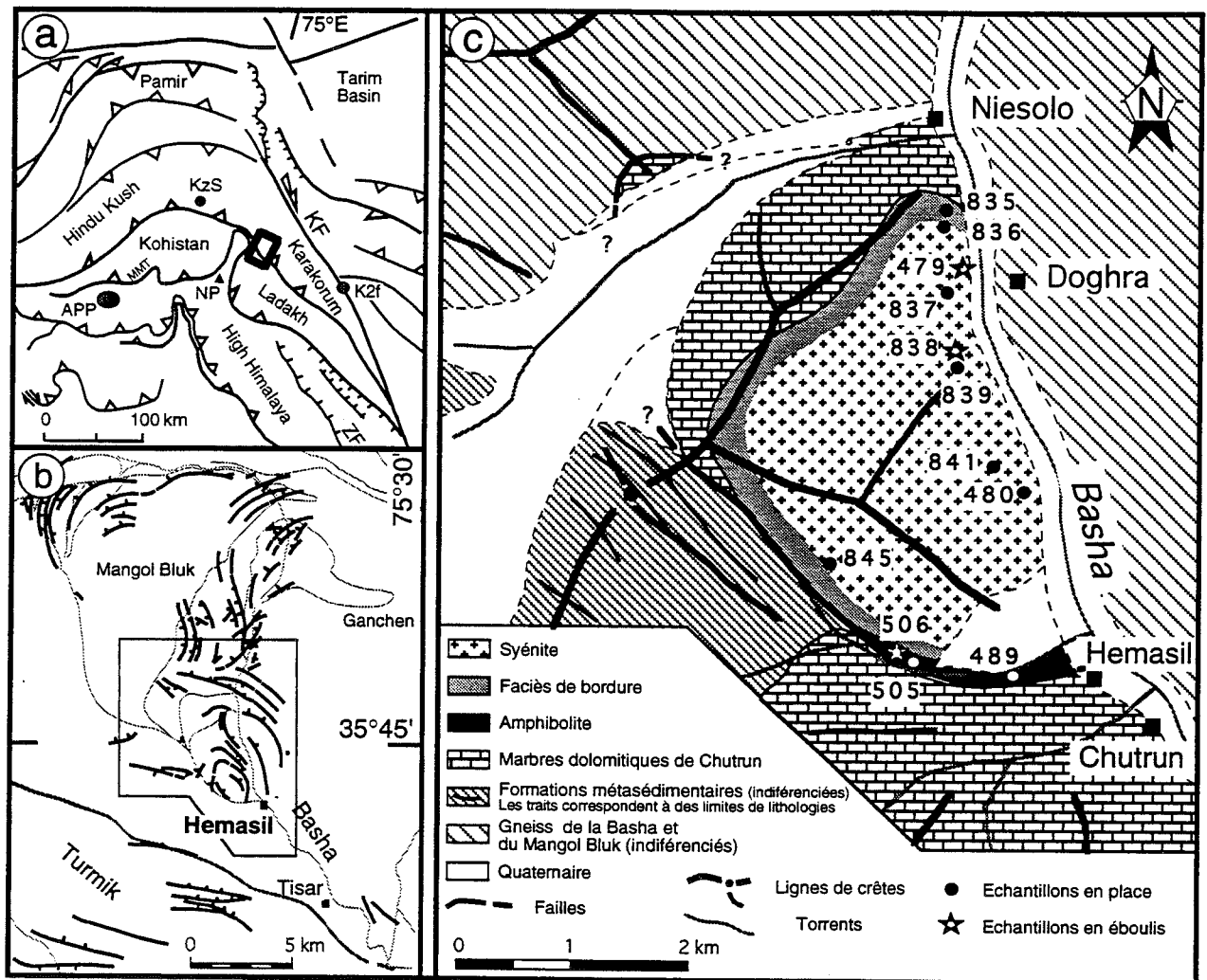


FIG. 52 - Localisation et géologie du pluton syénitique d'Hemasil. a - Contexte structural régional et localisation des intrusions alcalines dans le Nord Pakistan (en grisé). APP: Province alcaline de Peshawar; KzS: complexe alcalin du Koz Sar; K2f: filons potassiques du K2; KF: Karakorum Fault; MKT: Main Karakorum Thrust; MMT: Main Mantle Thrust; NP: Nanga Parbat. b - Carte de trajectoires de foliation magmatique (dans la syénite) et métamorphique du secteur étudié. c - Contexte géologique de la syénite d'Hemasil. Tous les numéros d'échantillons sont précédés des lettres TK.

(éch. TK835 mais aussi TK845). Le passage est progressif entre ce faciès de bordure et le faciès syénitique typique. Par contre, au Sud, dans la petite vallée qui descend sur Hemasil, un niveau d'amphibolite massive est intercalé entre la syénite et les marbres. Une faille sépare ces marbres des amphibolites. Cette amphibolite a des caractéristiques pétrographiques et géochimiques très différentes de celles de la syénite (cf. échantillons TK505 et TK489). Par ailleurs, des pegmatites à Bt-Mu sont associées à la syénite et de grands feuillets de muscovite jonchent les éboulis de bas de pente.

A l'affleurement, la syénite se présente comme une roche leucocrate fortement foliée à aspect de gneiss. Cependant, l'observation microscopique montre que cette foliation est d'origine magmatique: les minéraux ne présentent pas de traces de déformation accompagnée de recristallisation dynamique tel qu'on peut l'observer dans tous les orthogneiss du secteur. Seules de très rares bandes de cisaillement apparaissent dans les échantillons de bordure. Ce type de localisation des bandes de cisaillement a été décrit dans des plutons considérés comme syntectoniques, et s'explique par un refroidissement plus rapide de la bordure au contact de l'encaissant [Gapais, 1989]. Quoiqu'il en soit, la foliation magmatique interne est oblique sur le contact syénite-encaissant et s'accorde avec les trajectoires de foliation métamorphique des formations environnantes (fig. 52-b).

Le report des foliations et linéations sur stéréogramme montre des distributions s'inscrivant sur des petits cercles, ce qui s'apparente à une structure conique à axe raide, caractéristique des dômes (fig. 53). Par ailleurs, une structure interdôme, à axe vertical, se développe sur la bordure Nord-Est du pluton (fig. 12 et

14 - chapitre III). La direction d'allongement ($\approx N140^\circ E$) du dôme syénitique d'Hemasil est sensiblement la même que celle des autres structures en dôme issues de la phase de déformation D2 (chapitre III) observées le long de la Basha: dôme du Mangol Bluk juste au Nord ($N140^\circ E$ à $N160^\circ E$) et petit dôme calcaire de Tisar au Sud ($\approx N140^\circ E$). Par contre, aucun caractère de la phase de plissement isoclinal D1 qui précède D2 n'a été observé dans la syénite: absence de boudinage, de plis isoclinaux à toutes échelles, d'objets orientés \approx Est-Ouest.

Ces différents éléments, tant pétrographiques que structuraux, nous permettent de considérer la mise en place de la syénite d'Hemasil comme postérieure à D1 et contemporaine de la phase de formation des dômes de gneiss (phase D2). Des âges de refroidissement Ar-Ar sur amphibole et biotite de la syénite et de l'amphibolite associée nous ont permis de proposer un âge de mise en place tortonien [cf. Villa *et al.*, 1996 - chapitre V].

4.c. Pétrographie et minéralogie

Neuf échantillons de syénite ont été prélevés pour analyses géochimiques. Les différentes phases minérales constitutives de la roche ont également été analysées à la microsonde électronique sur deux d'entre eux (TK506 et TK839). Nous avons, de plus, échantillonné en éboulis, sur le flanc Est du massif, un lamprophyre (TK838), très mélanocrate, à Am-Bt-Ep. Son gisement n'a malheureusement pas été observé. Enfin, deux échantillons de la bande d'amphibolite du Sud ont également été récoltés (TK489 et TK505).

Le faciès typique de la syénite à l'affleurement est une roche claire, à grain moyen, à foliation marquée par

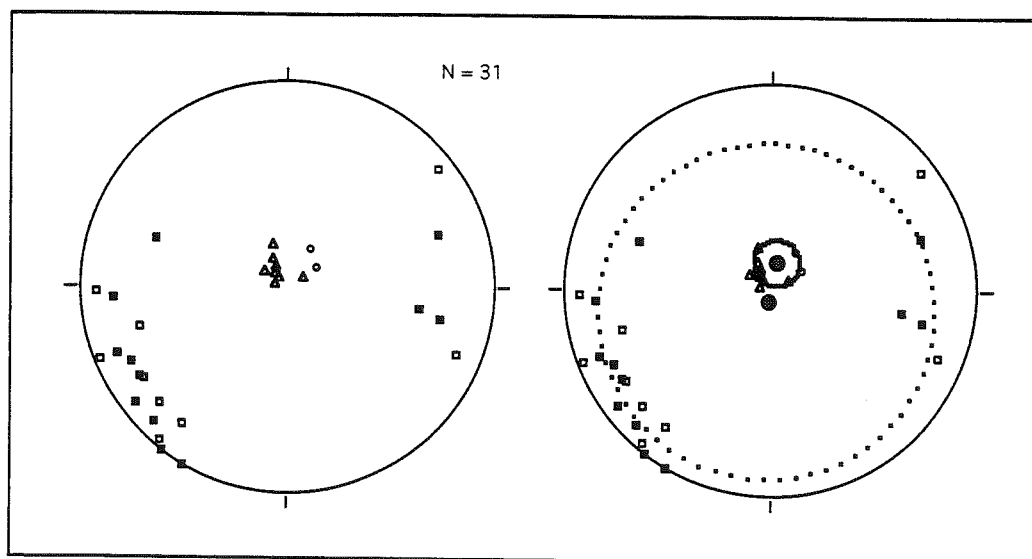


FIG. 53 - Distribution des foliations et linéations dans le dôme syénitique d'Hemasil. Carrés blancs: foliations magmatiques dans la syénite; carrés noirs: clivages métamorphiques dans l'encaissant; triangles blancs: linéations magmatiques dans la syénite; triangles noirs: linéations minérales dans l'encaissant; cercles blancs: linéations d'intersection dans l'encaissant. Les foliations se distribuent selon un petit cercle correspondant à une structure conique d'axe $N75^\circ 83'S$ avec un angle d'ouverture de 78° . Les différentes linéations se distribuent sur un petit cercle présentant un angle d'ouverture de $12,6^\circ$ complémentaire du précédent et d'axe proche: $N13^\circ 75'N$. On observe donc une orientation des linéations selon l'axe d'allongement de la déformation (axe X de l'ellipsoïde).

les ferromagnésiens et à petits cristaux de sphène couleur miel parfois abondants. L'ensemble des échantillons de syénite étudiés est caractérisé par l'absence de quartz, avec des paragenèses à fK-Pl±Bt±Am±Sph±Ep et parfois muscovite et/ou calcite. Du point de vue pétrographique, on peut distinguer grossièrement de la bordure vers le "centre" du pluton (fig. 52): des faciès de bordure à biotite-muscovite-calcite (TK506 - TK835 - TK845), des faciès à biotite seule (TK836 - TK837) et des faciès à amphibole±biotite (TK480 - TK841 - TK839).

On peut également regrouper les différents faciès de la syénite d'après la présence ou l'absence d'épidote magmatique. Nous avons ainsi défini un groupe 1 riche en épidote primaire, composé de trois échantillons localisés dans la partie Nord-Est du pluton et incluant le lamprophyre (TK836 - 838 - 839). Dans un groupe 2 (TK480 - TK506 - TK835 - TK841), géographiquement très dispersé, l'épidote est de seconde génération, en phase accessoire, et correspond à une légère altération du plagioclase le long de fractures tardives. Enfin, un échantillon (TK845), se distingue du groupe précédent par une plus grande abondance de zircon. Selon la méthode proposée par Sawka [1988], on peut estimer la quantité, en volume, de zircon dans une roche à 0,1% pour 700 ppm de Zr, en considérant que cet élément est contenu en totalité dans ce minéral. Ainsi, on peut estimer que TK845 renferme environ 0,054% de zircon, chiffre légèrement surestimé puisqu'on ne prend pas en compte les faibles quantités de Zr contenues dans les autres phases minérales.

L'échantillon de lamprophyre TK838 a été inclus dans le groupe 1. Macroscopiquement, c'est un faciès mélanocrate à grain moyen fortement folié, à amphibole dominante, riche en biotite et épidote. Il présente une composition et des caractères minéralogiques similaires à ceux des échantillons de syénite. Il s'en distingue par des proportions relatives de minéraux différentes et par une grande abondance d'opaques (tab. 20).

Dans la syénite, le feldspath potassique est la phase minérale dominante et représente parfois plus de 50% en volume de la roche. C'est un microcline souvent en grands cristaux xénomorphes, légèrement albitique (Ab₁₆- tab. 21), présentant des quantités plus ou moins importantes de perthites et d'exsolutions d'albite presque pure (An₂). En dehors des exsolutions d'albite, le plagioclase est un oligoclase non zoné (An₁₈ à An₂₄), xénomorphe. La biotite est toujours présente mais ses proportions varient en fonction de l'apparition de l'amphibole dans la paragenèse. Ainsi, dans TK480, elle ne constitue plus qu'une phase accessoire. C'est une biotite verte, en lattes subautomorphes, parfois très légèrement poecilitique (Ep), riche en fer (Mg/Mg+Fe = 0,490 - 0,394) et en manganèse (0,193 - 0,420 atomes pour 22 oxygènes). L'amphibole, en cristaux xénomorphes, est fréquemment très poecilitique (Sph-Pl-fK-Ap) et possède un pléochroïsme vert bleu - vert olive - jaune vert. D'après la classification IMA [Leake, 1978], cette amphibole calcique est une ferropargasite avec un rapport Mg/Mg+Fe* de 0,271 à 0,292, de fortes teneurs en potassium (0,538 - 0,572 atomes pour 23 oxygènes), et Al^{IV} (2,174 - 2,409 atomes pour 23 oxygènes) supérieur à Al^{VI} (0,611 - 0,665 atomes pour 23 oxygènes). Dans les faciès de bordure, la muscovite peut être abondante et marque alors la foliation avec la biotite. Dans TK506, elle n'apparaît qu'en petites lattes dans le feldspath potassique. Associée à la muscovite, la calcite correspond probablement à une réaction de haute température avec l'encaissant carbonaté. Elle se présente en grands cristaux xénomorphes à l'équilibre avec les autres phases minérales. Le sphène constitue parfois plus de 3% en volume de la roche, en cristaux xéno- ou automorphes, souvent associés à la biotite. L'épidote est soit très abondante, soit accessoire. Lorsqu'elle est abondante (groupe 1) elle apparaît en petits cristaux parfois automorphes, primaires, marquant la foliation. Elle est ferrière (0,665 - 0,796 atomes pour 12,5 oxygènes) et contient entre 3 et 4 % en poids

N° Ech	Groupe 1			Groupe 2				TK837	TK845	Amphibolite	
	TK836	TK838	TK839	TK480	TK506	TK835	TK841			N° Ech	TK505
Qtz										Qtz	xxxxxx
fK	xxxxxxx	xx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	fK	
Pl	xxxx	xx	xx	xxxx	xxxxxxx	xxx	xxxx	xxx	xxxx	Pl	xxxx
Bt	xxxx	xxxx	xx	a	xxxx	xxx	x -	xxxx	xxxx	Bt	xxxx
Am		xxxxxx	xxx	xxx			xxx			Am	xxxxx
Mu					a	xxxx			xxx	Mu	
Sph	x	a	x	xx	a		xx		x	Sph	
Ep	xx	xxxxx	xxx	a	x	a	a	a	a	Ep	xxx
Cal	x				x	xx	x		xx	Cal	
Zr	a		a	a	a	a	a	a	a	Zr	a
Ap	a		a	a	a		a	a	a	Ap	a
Op		xx			a	a	a	a	a	Op	x
Chl	a	a	a	a	a	a		a	a		
Perovsk			a	a							

TAB. 20 - Composition minéralogique de la syénite d'Hemasil et de l'amphibolite associée, et proportions relatives de chaque phase minérale. Même légende que tab. 8. Le groupe 1 inclut l'échantillon de lamprophyre TK838 et se caractérise par la présence d'épidote primaire en abondance et TK845 par une plus grande abondance de zircon (cf. texte).

TK839-9	TK839-17	TK839-2	TK839-18	TK839-19	TK839-20
Feldspaths potassiques Plagioclase Plagioclases					
	albite	bordure	coeur	bordure	
SiO ₂	65.80	65.68	69.22	63.27	64.16
Al ₂ O ₃	18.99	18.77	19.78	24.01	23.29
MgO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03
FeO	0.01	0.00	0.09	0.06	0.00
MnO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04
TiO ₂	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
NiO	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.44	5.14	4.20
Na ₂ O	1.87	1.86	11.73	8.85	9.49
K ₂ O	14.69	14.56	0.20	0.29	0.25
Total	101.39	100.91	101.54	101.66	101.47
Si	11.937	11.964	11.938	11.042	11.192
Al	4.059	4.028	4.021	4.938	4.788
Mg	0.001	0.006	0.001	0.001	0.008
Fe ²⁺	0.002	0.000	0.014	0.010	0.000
Mn	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Cr	0.000	0.001	0.000	0.003	0.005
Ti	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
Ni	0.002	0.000	0.006	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.081	0.960	0.784
Na	0.658	0.657	3.923	2.996	3.210
K	3.400	3.383	0.043	0.065	0.056
Total	20.062	20.041	20.031	20.018	20.044
%Albite	16.214	16.264	96.939	74.493	79.259
%Anorthite	0.010	0.010	1.990	23.879	19.362
%Orthose	83.777	83.727	1.071	1.628	1.379

Formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes.

TK839-11	TK839-12
Epidote	Epidote
bordure	coeur
SiO ₂	37.66
Al ₂ O ₃	23.62
MgO	0.02
FeO*	11.18
MnO	0.06
Cr ₂ O ₃	0.00
TiO ₂	0.07
NiO	0.00
CaO	23.24
Na ₂ O	0.00
K ₂ O	0.01
Total	95.85
Si	3.206
Al	2.370
Fe ³⁺	0.796
Ti	0.005
Mn	0.004
Mg	0.003
Cr	0.000
Ni	0.000
Ca	2.119
Na	0.000
K	0.001

Formule structurale calculée sur
12.5 oxygènes, excluant H₂O, F

Amphibolite - TK505					
TK839-4	TK839-5	TK839-21	S12AM2	S12AM3	
Ferro-pargasite			Hastingsite		
SiO ₂	36.09	37.67	36.92	43.37	43.21
Al ₂ O ₃	16.38	15.28	15.65	11.49	11.4
MgO	5.45	5.60	5.49	12.06	10.57
FeO*	21.67	21.91	21.39	14.67	16.65
MnO	1.77	1.65	1.72	0.33	0.00
Cr ₂ O ₃	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.83	0.81	0.83	0.45	0.68
NiO	0.00	0.00	0.00		
CaO	9.67	9.53	9.71	11.63	11.82
Na ₂ O	2.80	3.15	2.75	1.87	1.16
K ₂ O	2.70	2.73	2.76	0.42	0.87
Total	97.43	98.37	97.22	96.3	96.35
Si	5.646	5.826	5.773	6.423	6.469
Al iv	2.354	2.174	2.227	1.577	1.531
Al vi	0.665	0.611	0.656	0.428	0.479
Ti	0.097	0.094	0.098	0.05	0.077
Cr	0.010	0.005	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.742	0.604
Mn	0.234	0.216	0.228	0.042	0.000
Mg	1.272	1.292	1.279	2.662	2.359
Fe ²⁺	3.150	3.148	3.108	1.075	1.48
Ca	1.620	1.578	1.627	1.845	1.896
Na	0.848	0.944	0.834	0.536	0.336
K	0.540	0.538	0.550	0.08	0.166
Total	16.436	16.426	16.379	15.460	15.397

Formule structurale calculée sur la base de 23 oxygènes,
excluant H₂O.

TK839-6	TK839-25	TK506/S6B133	TK506/S7B141	S12BT3	
Biotites					TK505 Biotite
SiO ₂	34.58	33.57	34.01	34.74	36.43
Al ₂ O ₃	16.97	16.78	18.30	18.58	15.53
MgO	8.84	8.94	9.08	9.27	13.15
FeO*	22.59	22.80	17.77	17.16	16.46
MnO	1.69	1.58	3.02	2.92	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.05	
TiO ₂	1.19	1.55	1.67	1.80	2.81
NiO	0.14	0.00	0.00	0.00	
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Na ₂ O	0.19	0.23	0.18	0.15	0.00
K ₂ O	9.88	10.10	9.96	9.90	9.33
Total	96.08	95.56	93.98	94.60	93.71
Si	5.393	5.293	5.331	5.375	5.572
Al iv	2.607	2.707	2.669	2.625	2.428
Al vi	0.513	0.411	0.711	0.761	0.371
Mg	2.056	2.102	2.121	2.137	2.998
Fe ²⁺	2.947	3.005	2.329	2.220	2.105
Mn	0.223	0.211	0.401	0.382	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
Ti	0.139	0.184	0.197	0.210	0.323
Ni	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000
Na	0.059	0.071	0.054	0.044	0.000
K	1.965	2.031	1.991	1.954	1.820
Total	15.920	16.016	15.805	15.719	15.616

Formule structurale calculée sur la base de 22 oxygènes, excluant H₂O+.

TAB. 21 - Analyses représentatives de minéraux de la syénite d'Hemasil. Les analyses ont été réalisées sur une microsonde WDS Camebax SX50 à l'Institut Polytechnique de Grenoble, sauf pour l'échantillon TK505, analysé sur une microsonde SEM-EDS Cambridge 5360 au DSMP de l'Université de Turin. D'autres analyses sont reproduites dans l'annexe 6.

Groupe 1				Groupe 2							amphib.
Ech.	TK836	TK838	TK839	TK479	TK480	TK506	TK835	TK841	TK837	TK845	TK489
Lampr.											
SiO ₂	53.57	35.48	57.24	59.40	59.07	58.27	54.42	59.78	58.26	56.49	55.15
TiO ₂	0.99	2.75	1.00	0.65	0.44	0.63	0.45	0.50	0.50	0.34	0.88
Al ₂ O ₃	21.17	17.73	20.21	19.28	19.81	19.31	20.09	19.79	18.45	20.77	15.13
Fe ₂ O ₃ *	4.25	15.96	3.41	2.65	2.58	3.08	4.95	2.74	4.13	2.39	8.66
MnO	0.23	0.51	0.15	0.15	0.22	0.30	0.24	0.22	0.16	0.54	0.13
MgO	0.76	5.61	0.55	0.34	0.45	0.85	0.25	0.54	2.19	0.35	4.94
CaO	5.85	13.71	4.12	2.70	2.33	3.00	3.38	2.35	1.14	3.36	9.46
Na ₂ O	3.04	1.18	3.38	3.52	5.58	5.25	2.03	6.13	4.03	4.61	2.97
K ₂ O	7.42	2.41	8.77	10.44	7.79	7.25	10.64	7.03	8.62	7.74	0.96
P ₂ O ₅	0.21	1.47	0.16	0.13	0.13	0.15	0.09	0.13	0.29	0.07	0.25
P.F.	1.05	1.51	0.98	0.13	0.47	1.63	3.10	0.57	0.81	2.42	1.29
Total	98.54	98.32	99.97	99.39	98.87	99.72	99.64	99.78	98.58	99.08	99.82
Paramètres La Roche et al. (1980)											
R1	623	912	452	184	57	230	282	81	319	248	2154
R2	1079	2093	865	684	660	742	768	666	593	784	1554
Mg/Fe+Mg	0.26	0.41	0.24	0.20	0.26	0.35	0.09	0.28	0.51	0.22	0.53

Groupe 1				Groupe 2							amphib.
Ech.	TK836	TK838	TK839	TK479	TK480	TK506	TK835	TK841	TK837	TK845	TK489
Traces - en ppm											
Pb	15.9	9.4	13.8				16.9	17.4	10.0	66.2	
Cs	4.20	1.23	1.94				2.22	0.83	3.81	7.35	
Rb	175	58	107	139	168	185	201	131	202	202	22
Ba	3108	2434	364	181	297	158	314	191	1046	89	135
Th	2.60	1.05	2.66	<5	11	9	9.14	6.62	1.31	19.2	11
U	0.88	0.08	0.74				4.59	1.63	0.11	5.43	
Nb	6.64	1.49	5.83	<5	<5	<5	5.85	6.11	6.09	12.3	<5
Ta	0.75	0.12	0.81				0.27	0.41	0.47	0.64	
Sr	3170	3204	1774	752	564	604	1021	503	663	846	399
Hf	2.03	1.58	1.79				3.26	3.65	1.67	9.86	
Zr	75.0	43.6	60.6	54	133	200	162	146	74.0	380	122
Y	30.8	32.9	35.5	18	19.73	24	21.0	22.4	12.7	29.4	21
Terres Rares - en ppm											
Sc	4.9	11.9	3.9	2	3	3	2.7	3.2	3.0	2.8	28.9
V	463	1298	342	237	136	132	148	150	137	85	208
Cr	0.1	0.4	tr	<5	12.0	<5	0.2	1.0	tr	tr	140
Ni	1.06	2.90	0.67	<5	6.0	<5	1.93	0.87	0.28	0.47	41
Zn	107	229	78	67	94	148	87	93	118	231	40
Ga	20.5	24.5	19.0	<5	15.0	<5	20.8	23.2	22.5	31.2	15
La	29.42	34.38	26.39		26.98		31.70	31.41	10.24	49.56	
Ce	72.09	81.29	71.77		49.84		60.87	61.09	21.83	84.32	
Pr	10.16	11.71	11.25				6.68	6.92	2.79	8.02	
Nd	45.74	57.55	53.75		20.94		24.33	25.87	12.33	25.46	
Sm	9.90	13.04	12.59		4.17		4.33	4.89	3.02	4.11	
Eu	3.44	4.06	3.82		1.16		1.16	1.10	0.84	0.59	
Gd	7.31	9.66	9.32		3.2		3.48	3.93	2.37	3.51	
Tb	1.10	1.34	1.41				0.55	0.59	0.38	0.58	
Dy	6.24	7.03	7.52		2.94		3.15	3.45	2.187	3.66	
Ho	1.23	1.33	1.47				0.78	0.81	0.444	0.95	
Er	2.77	2.76	3.24		1.89		2.05	2.05	1.059	3.08	
Tm	0.39	0.35	0.42				0.35	0.34	0.156	0.58	
Yb	2.31	2.04	2.39		2.21		2.22	2.46	1.061	4.29	
Lu	0.31	0.29	0.31		0.34		0.34	0.38	0.171	0.68	

TAB. 22 - Composition chimique de la syénite d'Hemasil, du lamprophyre et de l'amphibolite Sud.

d'éléments non analysés. En phase accessoire (groupe 2, TK837 et TK845), elle provient d'une légère saussuritisation du plagioclase liée à une fracturation tardive. Parmi les autres minéraux accessoires on rencontre fréquemment le zircon et de gros cristaux d'apatite. Les opaques sont rares, sauf dans TK838. Deux échantillons contiennent de petits cristaux de perovskite. On observe fréquemment une très légère chloritisation à la faveur de fractures tardives. Le quartz et la néphéline ont été recherchés mais n'ont pas été identifiés.

De cette étude pétrographique, on peut tirer quelques remarques sur la séquence de cristallisation dans la syénite. L'amphibole, très poecilitique, apparaît tardive dans les échantillons où elle se développe, contrairement à la biotite qui ne contient que des inclusions d'épidote magmatique. Le plagioclase n'est ni automorphe, ni zoné, ce qui n'est pas en faveur d'une croissance précoce de ce minéral. Il semblerait donc que les phases potassiques, et en particulier le feldspath potassique, cristallisent relativement tôt en raison des très fortes teneurs en potassium de cette roche (cf. chimie des éléments majeurs).

Enfin, le niveau d'amphibolite constituant la bordure Sud du massif syénitique est une roche fortement foliée, à grain fin, avec une texture granoblastique et une foliation marquée par les ferromagnésiens ainsi que des rubanements de quartz (TK505 - tab. 20). Sa minéralogie est à Am-Bt-Qtz-Pl avec comme minéraux accessoires épidote, zircon, apatite et opaques. L'amphibole est xénomorphe, légèrement poecilitique (Qtz-Pl-Ep) et présente un pléochroïsme bleu vert, vert olive, jaune vert. C'est une amphibole calcique à composition d'hastingsite magnésienne selon la classification de Leake [1978] (tab. 21), avec un rapport $Mg/Mg+Fe$, compris entre 0,614 et 0,712, plus élevé que dans la syénite et des teneurs en potassium plus basses (0,080 - 0,166 atomes pour 23 oxygènes). De même, la biotite a une composition plus magnésienne ($Mg/Mg+Fe = 0,587$). Enfin, le plagioclase est un oligoclase non zoné, et l'épidote, abondante, constitue souvent des auréoles réactionnelles autour des opaques.

4.d. Géochimie des éléments majeurs

L'étude géochimique porte sur l'analyse complète (majeurs, traces et terres rares - tab. 22) de dix échantillons incluant l'échantillon de lamprophyre TK838. Une amphibolite (TK489) a été également analysée afin de la comparer à la syénite.

Dans un diagramme R1-R2 [La Roche *et al.*, 1980, fig. 54], on constate au premier abord que les échantillons d'Hemasil se localisent dans le champ des roches sous-saturées. Cependant, si le quartz est absent de cette roche, nous n'avons pas non plus observé de néphéline, ni d'autre feldspathoïde, tant au microscope optique qu'à la microsonde électronique. Lorsqu'on reprend la distribution des analyses de syénites s.s. fournie par les auteurs de ce diagramme, on constate qu'elle déborde largement vers les roches sous-saturées

et englobe les échantillons de la syénite d'Hemasil. Il s'agit donc bien d'une syénite s.s. du point de vue pétrographique et de la chimie des éléments majeurs. La dérive vers les termes sous-saturés s'explique par les très fortes teneurs en potassium de nos échantillons (cf. ci-dessous). Nous avons également reporté sur ce diagramme les compositions des phases minérales principales analysées à la microsonde électronique. Les échantillons de syénite se situent tous dans un polygone fK-Olig-Am-Bt, les échantillons du groupe 1 (TK836 et TK839) étant tirés vers le haut et la droite du diagramme par l'épidote. Par ailleurs, les teneurs en SiO_2 , comprises entre 59,8 et 53,6 %, situent ces roches entre les syénites ($\approx 58-62 \% SiO_2$) et les syénites néphéliniques à tendance miaskitique [$\approx 53 \% SiO_2$, $Na+K < Al$ et $K > Na$; Sørensen, 1974].

Les teneurs en K_2O élevées (7,0 à 10,6 %) placent ces roches dans les séries shoshonitiques (fig. 55-a). Cependant, les rapports K_2O/Na_2O de 1,15 à 5,24 montrent que ces roches évoluent vers des termes ultrapotassiques (fig. 55-b). Elles présentent par ailleurs un caractère plutôt ferrique, déjà constaté à partir des analyses de biotite et d'amphibole (fig. 56). Seul TK837 possède un caractère magnésien ($X_{Mg} = 0,51$) et apparaît par ailleurs relativement déprimé en calcium par rapport aux autres échantillons. Les teneurs en TiO_2 sont basses, comprises entre 0,34 et 1,00 %.

Dans le diagramme R1-R2, l'échantillon de lamprophyre TK838 présente une composition de théralite (diorite ou gabbro feldspathoïdique, fig. 54). Cependant, la minéralogie de cet échantillon ne correspond pas à cette dénomination (pas de feldspathoïde, présence de fK et très grande abondance d'épidote). En fait, il se situe sur une ligne Bt-Am-Ep qui sont ses constituants minéralogiques principaux (tab. 20), l'effet des phases feldspathiques, qui devraient le tirer vers le bas du diagramme, étant probablement compensé par le sphène. Cet échantillon est encore très potassique pour une roche ne contenant que 35,48 % de SiO_2 avec des teneurs en K_2O de 2,4 % et un rapport K_2O/Na_2O élevé de 2,04 %. Il s'inscrit donc bien dans l'association shoshonitique du pluton d'Hemasil. Ses teneurs en TiO_2 et en $Fe_2O_3^*$ sont également élevées, respectivement de 2,75 % et 15,96 %. Les différents caractères de cet échantillon confirment donc l'existence de relations génétiques avec la syénite, plus particulièrement avec le groupe 1, riche en épidote.

Enfin, l'amphibolite, prélevée au Sud du massif, a également été analysée. Comme l'a déjà montré l'étude pétrographique, elle n'a aucune relation génétique avec la syénite. En effet, c'est une roche sursaturée en quartz (fig. 54). A teneur en SiO_2 équivalente (55 %), elle est nettement plus riche en CaO , MgO , $Fe_2O_3^*$ et plus pauvre en Al_2O_3 que la syénite; tab. 22). Elle est surtout pauvre en K_2O (0,96 %) avec un rapport K_2O/Na_2O de 0,32. Dans la suite de cette étude, nous ne discuterons donc plus de cette amphibolite.

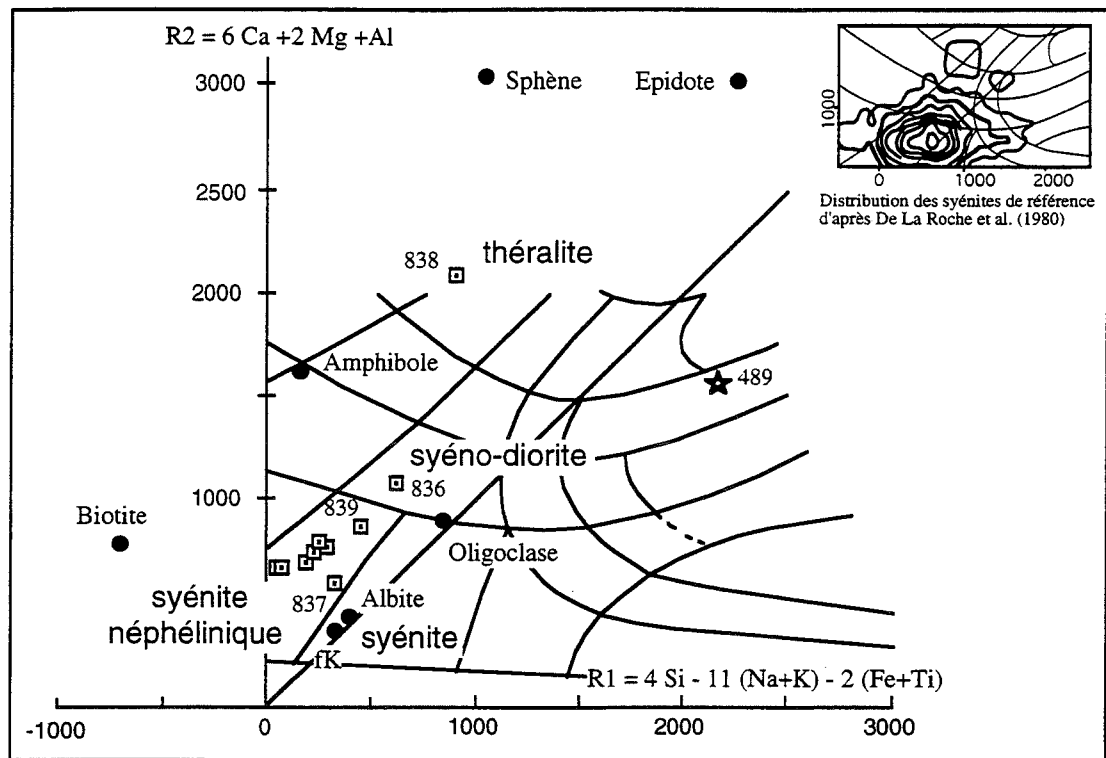


FIG. 54 - Distribution des échantillons d'Hemasil dans le diagramme R1-R2 de La Roche *et al.* [1980]. Carrés blancs: compositions de roches totales des échantillons de syénite et du lamprophyre. Etoile: amphibolite TK489. Ronds noirs: compositions des phases minérales constitutives de la syénite analysées à la microsonde électronique; les paramètres R1 et R2 de ces minéraux sont respectivement: fK: 321, 369; Ab: 395, 435; Pl: 844, 908; Bt: -731, 771; Am: 155, 1626; Sph: 1042, 3037; Ep: 2245, 3018. Les noms de roches reportés sont ceux définis pour chaque champ par les auteurs et n'ont qu'un caractère indicatif. En fait, la distribution des syénites de référence utilisées par ces auteurs déborde largement sur le champ des syénites néphéliniques et englobe les échantillons d'Hemasil.

La distribution des échantillons est cohérente avec leur composition minéralogique: par rapport au groupe 2, les échantillons du groupe 1 (TK936-838-839) sont tirés vers le haut et la droite du diagramme par l'épidote. Par contre, l'échantillon TK837, qui présente le paramètre R2 le plus bas, ne contient quant à lui aucune phase minérale susceptible de le tirer fortement vers le haut (Am, Ep, Sph ou Calc) et est dominé par l'assemblage fK-Olig-Bt.

4.e. Géochimie des éléments en traces et des terres rares

L'analyse des éléments en traces et plus particulièrement des terres rares (TR) fait ressortir une certaine hétérogénéité géochimique à l'échelle du pluton, sur laquelle nous avons basé notre typologie (cf. ci-après). Il existe cependant un certain nombre de points communs entre les différents échantillons. Les spectres de terres rares sont fortement enrichis en TR Légères (fig. 57) avec des rapports La_N/Yb_N élevés (6,5 à 11,4). Par ailleurs, ces roches sont systématiquement enrichies en éléments en traces par rapport au manteau primitif et présentent une composition approchant celle de la croûte inférieure (fig. 58 et 59). On note cependant une certaine dispersion dans les éléments les plus incompatibles (Ba et U notamment).

Nous avons donc distingué les différents échantillons en fonction du comportement de leurs terres rares. Le groupe 1, défini plus haut par la présence d'épidote primaire, se caractérise par un spectre de terres rares à forme convexe, enrichi en TR Moyennes depuis le Pr jusqu'au Tm (fig. 57). Les rapports La_N/Yb_N sont compris entre 7,5 et 11,4. Ses teneurs en Ba, Sr et dans une moindre mesure en V peuvent être

très élevées (tab. 22 et fig. 59). Ils sont peu ou pas enrichis en U, Th, et légèrement déprimés en Hf et Zr par rapport à une composition de croûte inférieure. Le lamprophyre TK838, outre sa composition en éléments majeurs très différente, se distingue également des deux autres échantillons par de plus fortes teneurs en Ni, V et Zn, qui peuvent s'expliquer par la présence de sulfures, et par de plus basses teneurs en Pb, U, Th, Hf, Zr, Nb, Rb et Ta.

Le groupe 2, contrairement au groupe 1, présente un profil de terres rares concave, marqué par une pente régulière depuis le La jusqu'au Dy, avec des rapports La_N/Yb_N compris entre 8,2 et 9,6, une faible anomalie positive en Ho et une légère remontée des TR Lourdes à partir de l'Er (fig. 57). Ces échantillons sont par ailleurs fortement déprimés en Ba et enrichis en U-Th, contrairement au groupe 1 (fig. 59). En outre, les teneurs en Zr, Hf, Pb sont également plus élevées.

L'échantillon TK837 s'individualise par rapport aux deux groupes principaux. En effet, il présente les teneurs les plus faibles en terres rares avec un spectre régulier, légèrement moins enrichi en TR Légères ($La_N/Yb_N = 6.5$), mais avec une légère convexité et une faible remontée au niveau des TR Lourdes à partir de l'Er (fig. 57). La forme du diagramme multi-éléments est

FIG. 55 - Diagramme K_2O vs SiO_2 (a) et K_2O vs Na_2O (b) des échantillons de syénite et de TK838. L'amphibolite TK489 n'est pas représentée. Ces roches correspondent à une association shoshonitique évoluant vers des termes ultra-potassiques.

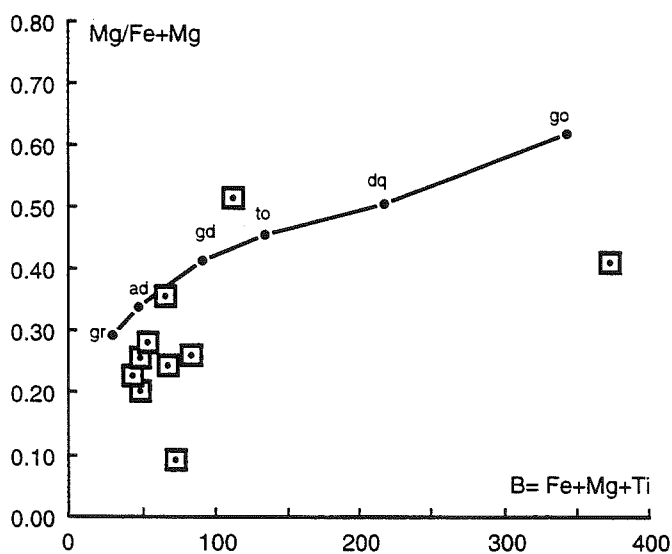
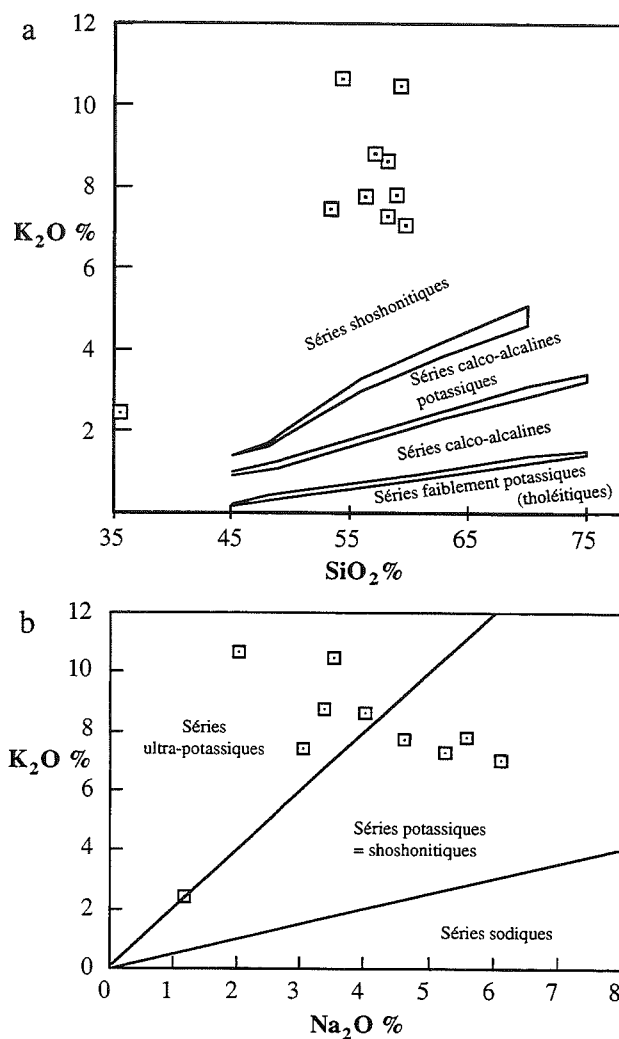


FIG. 56 - Distribution des échantillons d'Hemasil dans le diagramme $Mg/(Fe+Mg)$ vs B de Debon et Le Fort [1988]. Paramètres calculés en millications pour 100 g de roche. Compositions moyennes de référence, cf. fig. 55 pour les abréviations. La ligne passant par les points de référence est utilisée pour distinguer les associations magnésiennes, communes et ferrifères. A l'exception de TK837, les roches d'Hemasil présentent un caractère plutôt plutot ferrifère.

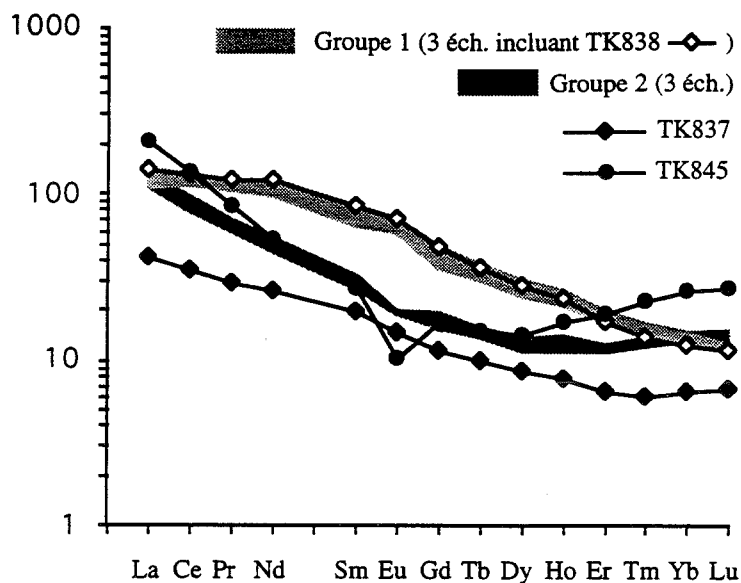


FIG. 57 - Diagramme de terres rares normalisés aux chondrites [Evensen *et al.*, 1978] des échantillons de syénite et du lamprophyre. Cf. texte pour la distinction des différents groupes.

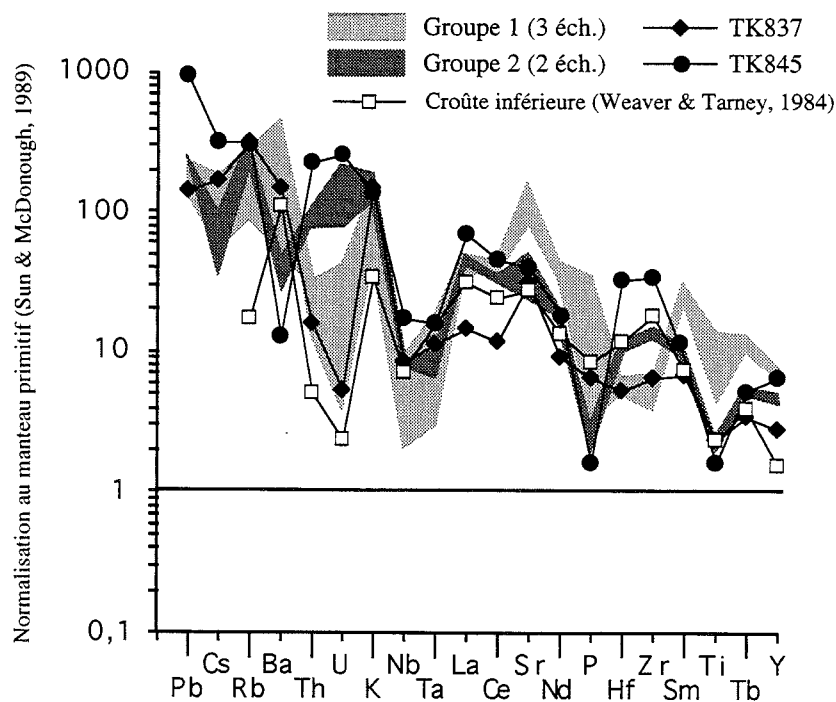


FIG. 58 - Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989] des échantillons de syénite et du lamprophyre. Cf. texte pour la distinction des différents groupes. Une composition moyenne de croûte inférieure [Weaver et Tarney, 1984], a été ajoutée pour comparaison. Cette dernière est particulièrement enrichie en Ba par rapport au manteau primitif et présente une anomalie négative en U-Th prononcée.

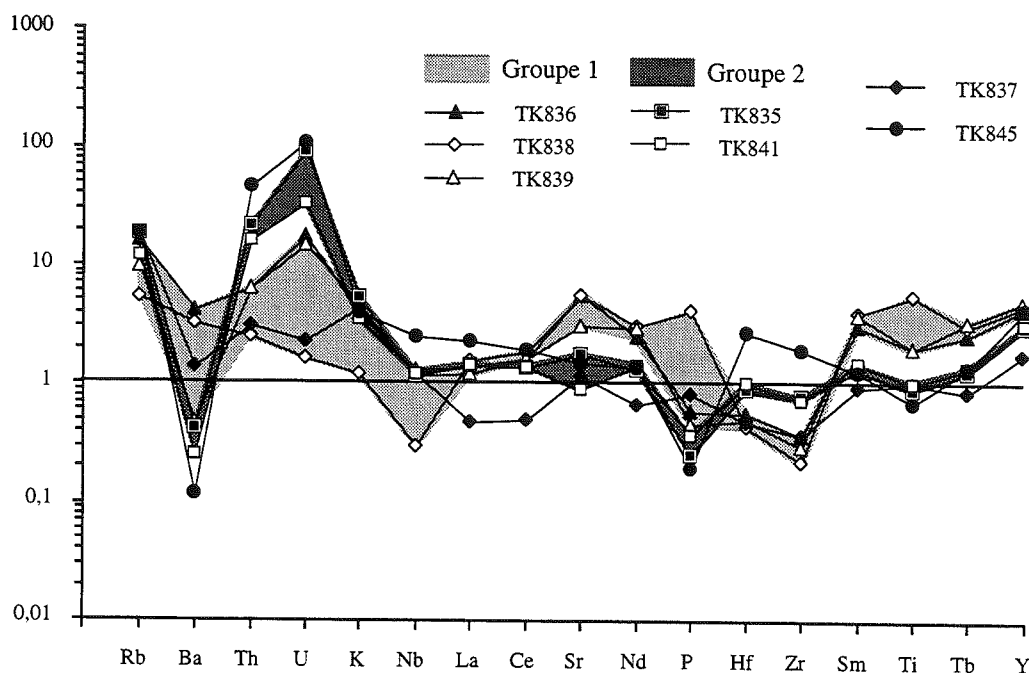


FIG. 59 - Diagramme multi-éléments normalisé à la croûte inférieure [Weaver et Tarney, 1984] des échantillons de syénite et du lamprophyre. Cf. texte pour la distinction des différents groupes.

également assez différente de celle des autres échantillons, et semble présenter des caractères intermédiaires entre ceux des deux groupes principaux. Cependant, l'absence d'enrichissement marqué en U-Th et les teneurs élevées en Ba rapprocheraient plutôt cet échantillon du groupe 1 (fig. 59). Comme nous l'avons vu précédemment, il s'agit de l'échantillon le plus magnésien et le plus déprimé en calcium.

Enfin, l'échantillon TK845 présente un spectre de terres rares à profil convexe avec des teneurs en TR Moyennes similaires à celles du groupe 2, excepté pour l'Eu (fig. 57). Il se caractérise par une anomalie négative en Eu marquée et des teneurs en La-Ce et en TR Lourdes beaucoup plus élevées que celles de l'ensemble des autres échantillons. L'aspect du diagramme multi-éléments se rapproche de celui des échantillons du groupe 2 avec une anomalie négative en Ba encore plus prononcée (fig. 59). Il apparaît en outre plus enrichi en Pb, U, Th, Hf, Zr, Cs et Nb. La richesse en Pb, U, Zr, Th, Hf est à relier à l'abondance du zircon. Si on tient compte de la forme des spectres de terres rares de ce minéral [Sawka, 1988], donc de ses coefficients de partage, son abondance peut également expliquer les enrichissements en TR Lourdes et en La-Ce tandis qu'une anomalie négative en Eu se formera simplement par absence d'enrichissement.

Les minéraux accessoires, ou relativement peu abondants, sont en effet susceptibles de concentrer préférentiellement certains éléments en traces, et de rendre compte de certaines variations géochimiques dans les roches plutoniques. L'étude de U et Th en fonction de Zr sur l'ensemble des échantillons montre

que ces éléments sont très bien corrélés entre eux (fig. 60). Cette évolution est donc bien à mettre en relation avec l'abondance du zircon et suggère un mélange entre deux composantes: l'une très enrichie en zircon et l'autre relativement appauvrie. De plus, TK845 a des teneurs en Zr (et en Hf) supérieures à celles d'une croûte inférieure moyenne (fig. 59). On observe également des enrichissements du même type au niveau du Nb. Les enrichissements particulièrement marqués en U, Th, Hf et Zr sur les diagrammes multi-éléments, montrent donc que la croûte supérieure intervient dans la genèse de la syénite d'Hemasil.

On a vu par ailleurs que le groupe 1 est enrichi en TR Moyennes et se caractérise par la présence d'épidote dans sa paragenèse (jusqu'à plus de 20% dans TK838). On pourrait donc supposer que l'épidote concentre les TR Moyennes. En l'absence de données sur les concentrations en terres rares ou les coefficients de partage des épidotes, il n'est pas possible de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse. On constate néanmoins qu'il n'y a pas de relation directe entre la quantité relative (en volume) d'épidote dans l'échantillon et les concentrations en terres rares. D'autres phases minérales pourraient expliquer ces enrichissements. Parmi les autres minéraux présents dans ces roches, le sphène montre des coefficients de partage élevés pour les TR Moyennes. Cependant, les proportions de sphène sont variables dans l'ensemble des échantillons, indépendamment des groupements définis. Enfin, l'apatite peut également expliquer un enrichissement en TR Moyennes dans les roches alcalines [ex.: Laval et Hottin, 1992]. C'est, de plus, un minéral a priori susceptible de concentrer fortement l'Y [cf. compilation dans Rollinson, 1993]. Si on

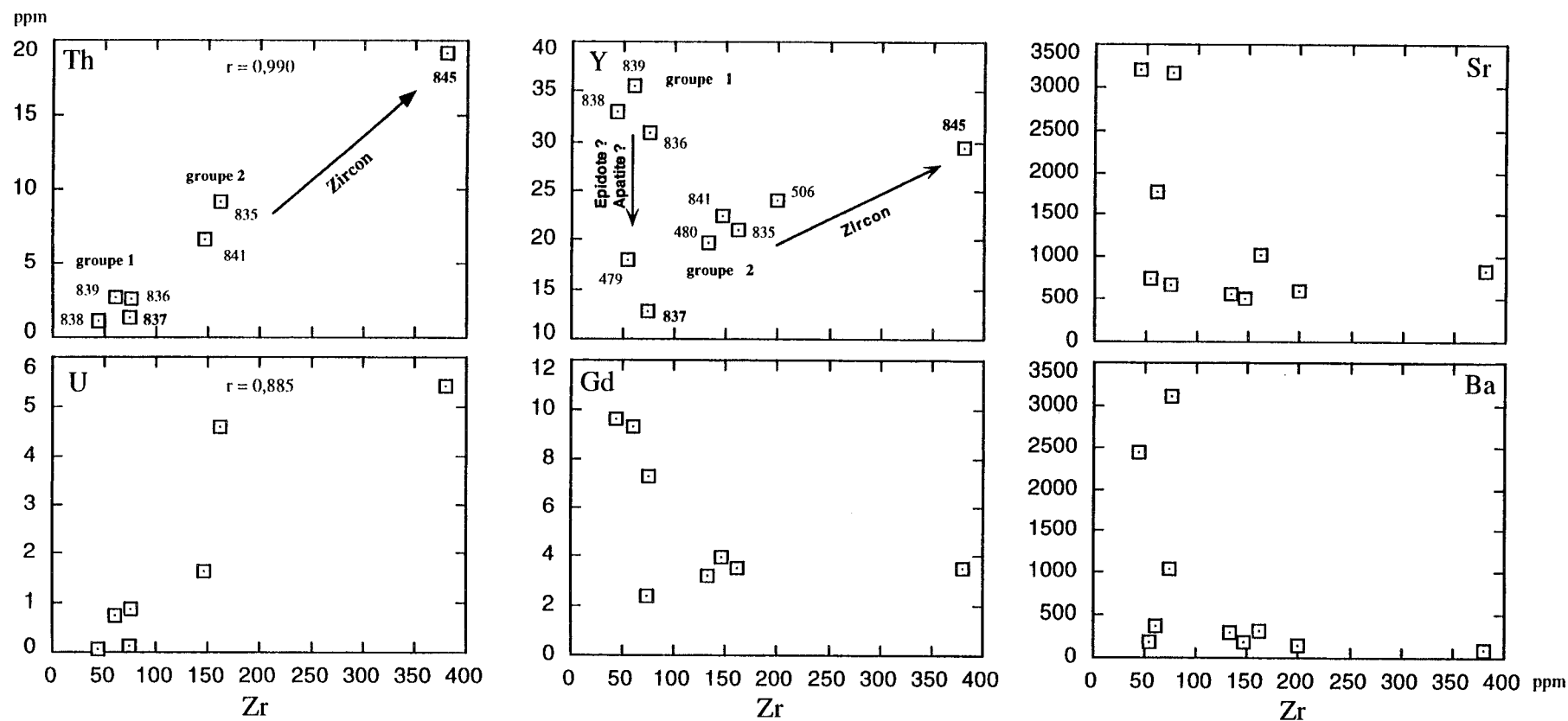


FIG. 60 - Diagrammes de traces et terres rares en fonction de Zr des échantillons de syénite et du lamprophyre. Pour Th et U, les coefficients de corrélation linéaires (r) sont reportés en haut de chaque diagramme. Les dosages du Th dans TK480 et TK506 n'ont pas été réalisés par ICP-MS, contrairement aux autres échantillons. Moins précises compte-tenu des faibles teneurs, proches de la limite de détection en ICP (5 ppm), elles n'ont pas été utilisées ici. Les teneurs en Th et dans une moindre mesure en U évoluent proportionnellement au Zr. Elles sont directement corrélables à l'abondance du zircon dans les échantillons. L'Y semble présenter une certaine affinité pour le zircon, mais il est nécessaire de faire intervenir une autre phase minérale pour expliquer le fort enrichissement enregistré dans le groupe 1. Par contre, les variations en TR Moyennes (ici Gd), Sr et Ba sont indépendantes de celles en Zr.

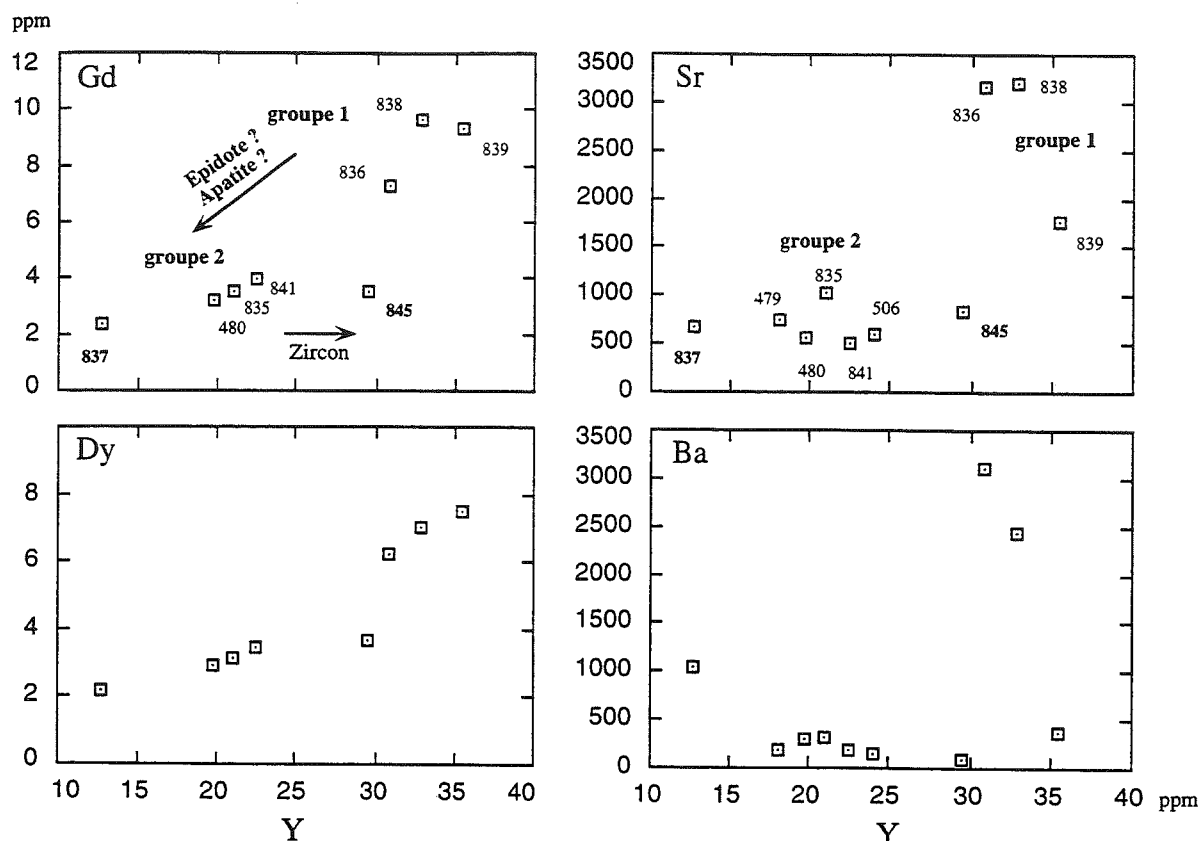


FIG. 61 - Diagrammes de TR Moyennes, Sr et Ba en fonction d'Y des échantillons de syénite et du lamprophyre. Si on exclut TK845, dont l'enrichissement en Y est partiellement lié à la présence de zircon, on observe d'assez bonnes corrélations entre échantillons avec des coefficients de corrélation linéaires r de 0,978 pour Nd (non représenté), 0,961 pour Gd et 0,978 pour Dy. Cet enrichissement en TR Moyennes des échantillons du groupe 1 pourraient s'expliquer par la présence d'apatite en plus grande quantité. Par contre, on constate que les variations de concentration en Sr et Ba sont indépendantes de celles en Y et en TR Moyennes.

exclut l'échantillon TK845, il existe effectivement une relation directe entre les teneurs en Y et en TR Moyennes (fig. 61), avec une diminution progressive des teneurs depuis le groupe 1 jusqu'à TK837. L'excès d'Y de TK845 est probablement dû à la contamination par le zircon évoquée ci-avant. Cette dérive apparaît cependant très faible sur les échantillons du groupe 2 qui contiennent de 2 à 5 fois moins de Zr que TK845. Les variations de concentration en TR Moyennes observées peuvent donc éventuellement s'expliquer par des quantités variables d'apatite dans les échantillons.

L'apatite peut également concentrer le Sr, ce qui expliquerait les teneurs élevées en Sr du groupe 1 (jusqu'à 3204 ppm). Cependant, cet enrichissement n'est pas corrélé avec Y (fig. 61), ni avec les TR Moyennes. De même, le Ba peut être fortement enrichi dans le groupe 1 (jusqu'à 3108 ppm), à l'exception de TK839 et s'appauvrit progressivement vers le groupe 2 pour atteindre ses teneurs les plus basses dans TK845, formant une anomalie fortement négative sur les diagrammes multi-éléments (tab. 22 et fig. 59). Il est également indépendant des variations en Y mais ne se corrèle cependant pas plus avec le Sr. Il est donc nécessaire de faire intervenir d'autres processus afin

d'expliquer ces enrichissements en Ba et Sr qui atteignent des valeurs très supérieures à une composition moyenne de croûte inférieure, déjà fortement enrichie (Ba = 757 ppm et Sr = 569 ppm: Weaver et Tarney, 1984]. Le Ba présente une forte affinité pour les micas. Un enrichissement de la source mantellique par une phase phlogopite au cours d'un épisode de subduction peut donc être envisagée.

4.f. Géochimie isotopique

Des analyses isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ont été réalisées sur cinq échantillons (H. Lapierre) au Laboratoire de Géochimie isotopique de l'Université Blaise Pascal à Clermont-Ferrand sur un VG 54E pluri-collecteur modifié (tab. 23). Les procédures analytiques suivies pour le Sr et le Nd sont décrites par Pin [1989] et Poitrasson [1990, 1994]. Les valeurs des standards obtenues sont : La Jolla = 0,511854 (normalisé à $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$) et NBS 987 (normalisé à $^{86}\text{Sr}/^{84}\text{Sr} = 0,1194$). Pour le calcul des rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (tab. 23 et 24), nous avons utilisé les concentrations obtenues par ICP-MS (K. Govindaraju, C.R.P.G. Nancy). Les concentrations

en Sm et Nd de l'échantillon TK480 ont été également déterminées par dilution isotopique. Les valeurs obtenues par ICP-MS pour cet échantillon sont les suivantes: Sm = 4,17 ppm et Nd = 20,94 ppm. Les teneurs obtenues par dilution isotopique - Sm = 4,04 ppm et Nd = 21,95 ppm - en diffèrent très peu (respectivement de 3 et 4,5 %).

Les rapports ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) initiaux et l' ϵ_{Nd} ont été recalculés à 10 Ma, âge de mise en place estimé à partir des âges de refroidissement obtenus sur biotites et amphiboles [^{40}Ar - ^{39}Ar , Villa *et al.*, 1996 - cf. chapitre V]. Les rapports ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i varient 0,512780 à 0,512848. Les valeurs de ϵ_{Nd} , comprises entre +4,3 et +3, sont toutes positives et relativement élevées. C'est l'échantillon TK839 (avec épidote primaire) qui présente le rapport ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i le plus élevé (0,512780; ϵ_{Nd} = +4,3). Inversement, c'est l'échantillon TK480 (sans épidote primaire) qui montre le rapport ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i le plus bas (0,512780; ϵ_{Nd} = +3). Les trois autres échantillons se caractérisent par des rapports plus homogènes (ϵ_{Nd} compris entre +3,3 et +3,6). Si l'on regarde maintenant la composition isotopique des échantillons par rapport à leur localisation dans le dôme syénitique, ce sont les échantillons prélevés plutôt vers le centre du pluton (TK839 et 841; fig. 52) qui présentent les rapports isotopiques les plus élevés. Inversement, ce sont les échantillons situés vers ou dans la bordure (TK835, TK480, TK845) qui montrent les rapports les plus bas. Ceci étant, TK835, prélevé dans la bordure, n'est cependant pas l'échantillon ayant le rapport le plus bas.

Par ailleurs, on note une corrélation négative entre les valeurs de l' ϵ_{Nd} et les concentrations en Th (fig. 62), sauf pour l'échantillon TK845 qui provient du secteur Ouest du pluton. Ceci laisse à penser que les variations des rapports ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i sont liées à un processus d'AFC (Assimilation - Cristallisation Fractionnée) à l'exception de l'échantillon TK845. Le rapport ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i le plus élevé représente vraisemblablement la composition isotopique du magma syénitique. L'échantillon TK845 pourrait, quant à lui, avoir une origine différente du point de vue isotopique.

Les rapports ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i, recalculés à 10 Ma, sont compris entre 0,70433 et 0,70552. C'est l'échantillon

TK839 qui présente le rapport le plus bas (ϵ_{Sr} = -2,3) et l'échantillon TK845 le rapport le plus élevé. Dans le diagramme ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i-($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (fig. 63), tous les points représentatifs des différents faciès syénitiques sont décalés vers la droite par rapport au domaine mantellique, indiquant un enrichissement en Sr radiogénique. On n'observe plus la corrélation classique entre les rapports ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i et ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i, sauf pour l'échantillon TK839 dont le point représentatif tombe dans le Mantle Array. Cette absence de corrélation suggère que des processus, postérieurs au stockage du magma syénitique dans la chambre, sont venus perturber le système Rb/Sr (par enrichissement en Sr radiogénique) sauf pour TK839. La valeur du rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i de cette roche est probablement représentative de la composition isotopique du magma syénitique initial.

Nous avons tenté de modéliser le processus d'AFC [DePaolo, 1981] qui pourrait être à l'origine des variations du rapport ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i des différents faciès de la syénite d'Hemasil. Compte tenu de la corrélation observée entre les teneurs en Th et les valeurs de l' ϵ_{Nd} , on peut penser que ces différents faciès syénitiques ont assimilé de la croûte supérieure. Nous avons donc utilisé dans cette modélisation pour représenter le matériel contaminant une composition moyenne de la croûte supérieure [Zartman et Haines, 1988]. Dans ces calculs, nous avons considéré TK839, caractérisé par les rapports ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i et ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i respectivement le plus élevé et le plus bas, comme représentatif du magma syénitique.

Dans le cas de l'AFC, les variations observées devraient s'expliquer par un rapport r (vitesse d'assimilation/vitesse de cristallisation) faible et des coefficients de partage D_{Sr} élevé (> 1) et D_{Nd} faible, qui pourraient correspondre à une cristallisation de feldspath [DePaolo, 1981]. Cependant, compte-tenu des teneurs en Nd de TK839 ("source") plus fortes que celles des autres faciès (TK835 excepté), il est nécessaire d'avoir un $D_{\text{Nd}} > 1$ pour expliquer cet appauvrissement. Les paramètres permettant le mieux d'expliquer les variations observées sont pour le Sr: $r = 0,2$, $D_{\text{Sr}} = 1,5$ et F compris entre 0,4 et 0,2 (F = fraction de liquide restant); et pour le Nd: $r = 0,1$, $D_{\text{Nd}} = 2$ et F compris entre 0,5 et 0,4. Il n'est cependant pas possible, à r fixé, d'obtenir des valeurs de

Ech.	Sm	Nd	Rb	Sr	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ m	err	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ m	err	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
TK480	4,04	21,95	168	564	0,512787	± 8	0,705281	± 12	0,11128	0,8616
TK835	4,33	24,33	201	1021	0,512810	± 9	0,705140	± 10	0,10762	0,5689
TK839	12,59	53,75	107	1774	0,512857	± 6	0,704353	± 13	0,14161	0,1743
TK841	4,89	25,87	131	503	0,512820	± 6	0,705603	± 16	0,11428	0,7515
TK845	4,11	25,46	202	846	0,512816	± 6	0,705621	± 12	0,09769	0,6924

TAB- 23 - Données isotopiques des échantillons de syénite.

F équivalentes entre Sr et Nd, et de faire passer une courbe d'AFC par nos points (fig. 64). En effet, nous avons fait remarquer précédemment qu'un processus postérieur au stockage du magma syénitique dans la chambre vient perturber le système Rb/Sr en provoquant un enrichissement en Sr radiogénique. Or, nous avons vu que la bordure de la syénite était caractérisée par la présence de calcite dans la paragenèse très certainement issue de réactions à haute température avec l'encaissant carbonaté. La calcite contient communément une quantité non négligeable de Sr qui, par son caractère divalent, se substitue facilement à Ca dans la maille. Burke *et al.* [1982], ont par ailleurs montré que les carbonates (depuis le Cambrien jusqu'à l'actuel) avaient des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fluctuant entre 0,7068 et 0,7092. Un échantillon

du carbonate encaissant (TK832) situé sur la bordure Nord du pluton, a fourni un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,707906 \pm 29$. L'enrichissement en Sr radiogénique observé peut donc s'expliquer par cette assimilation de carbonates lors de la mise en place finale du pluton. Si on supprimait ce probable enrichissement en Sr radiogénique lié à la mise en place, les points représentatifs se décaleraient alors vers la gauche dans le diagramme $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (fig. 64).

Les compositions isotopiques des différents échantillons de la syénite d'Hemasil nous permettent donc de penser que:

1- Les différents faciès analysés sont vraisemblablement cogénétiques, à l'exception de l'échantillon TK845; ils dérivent d'un magma dont la composition isotopique - $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0,512848$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,70433$ - peut être représentée par l'échantillon TK839.

2 - Le magma syénitique dérive de la fusion partielle d'un manteau enrichi, soit par une composante de subduction, soit par un contaminant crustal.

3 - Les différences observées dans les rapports

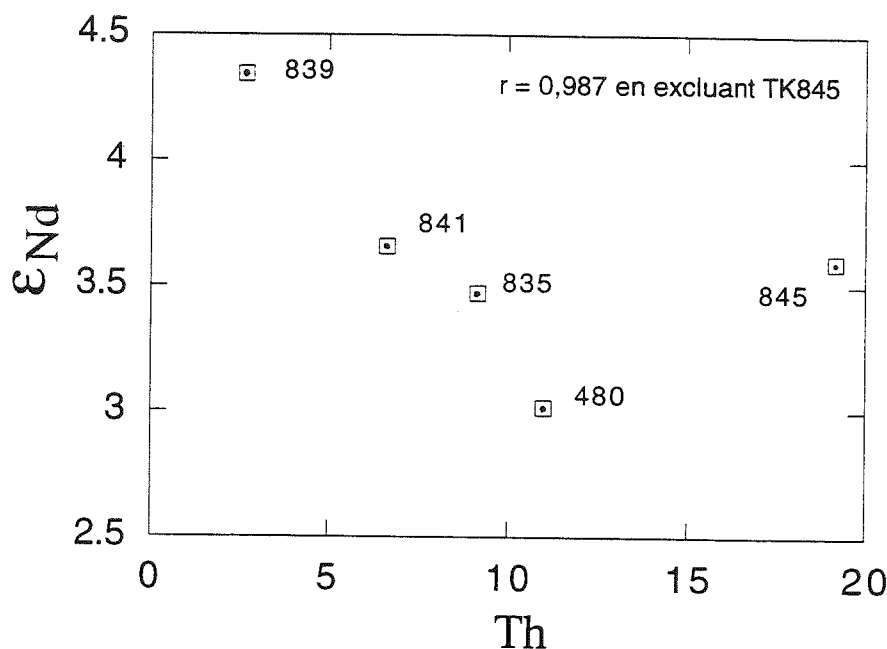


FIG. 62 - Diagramme ϵ_{Nd} - Th montrant les effets de la contamination crustale sur les variations du rapport isotopique du Nd. TK845, situé sur la bordure Ouest du pluton, s'écarte de la corrélation définie par les autres échantillons (voir texte).

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ des faciès prélevés vers ou dans la bordure du pluton (TK845 excepté) peuvent s'expliquer par un processus d'AFC dans une chambre magmatique superficielle. Les faciès les plus proches des parois ont alors assimilé du matériel riche en Th.

4 - Lors de la mise en place finale du pluton, des réactions à haute température avec l'encaissant carbonaté sont venues perturber le système Rb/Sr par un enrichissement en Sr radiogénique.

4.g. Discussion

4.g.1. Comparaison avec les autres magmatismes potassiques du Karakorum et du Tibet

Les filons shoshonitiques et ultrapotassiques du secteur du K2 étudiés par Pognante [1990] sont plus siliceux (à l'exception d'un échantillon), moins alumineux et beaucoup plus magnésiens que les roches

Ech.	Age supposé (Ma)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\text{Eps}(\text{Nd})_i$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\text{Eps}(\text{Sr})_i$	$(^{143}/^{144})_{\text{Churt}}$	$(^{87}/^{86})_{\text{URt}}$
TK480	10	0,512780	3,016	0,70516	9,516	0,51263	0,70449
TK835	10	0,512803	3,469	0,70506	8,105	0,51263	0,70449
TK839	10	0,512848	4,342	0,70433	-2,271	0,51263	0,70449
TK841	10	0,512813	3,656	0,70550	14,309	0,51263	0,70449
TK845	10	0,512810	3,599	0,70552	14,683	0,51263	0,70449

TAB. 24 - Rapports isotopiques initiaux, ϵ et rapports du réservoir chondritique des échantillons de syénite recalculés à 10 Ma, âge de mise en place.

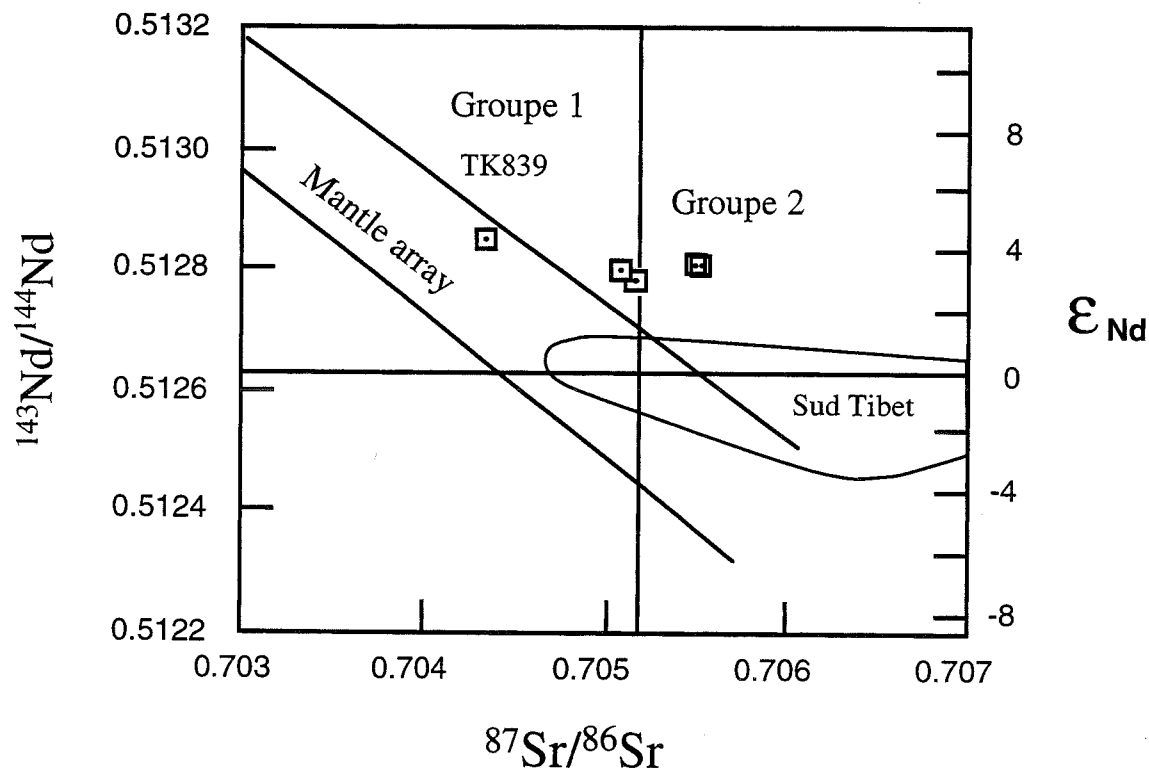


FIG. 63 - Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des échantillons de syénite. Les champs correspondant aux volcanisme shoshonitique du plateau du Tibet ont été reportés [Turner *et al.*, 1996].

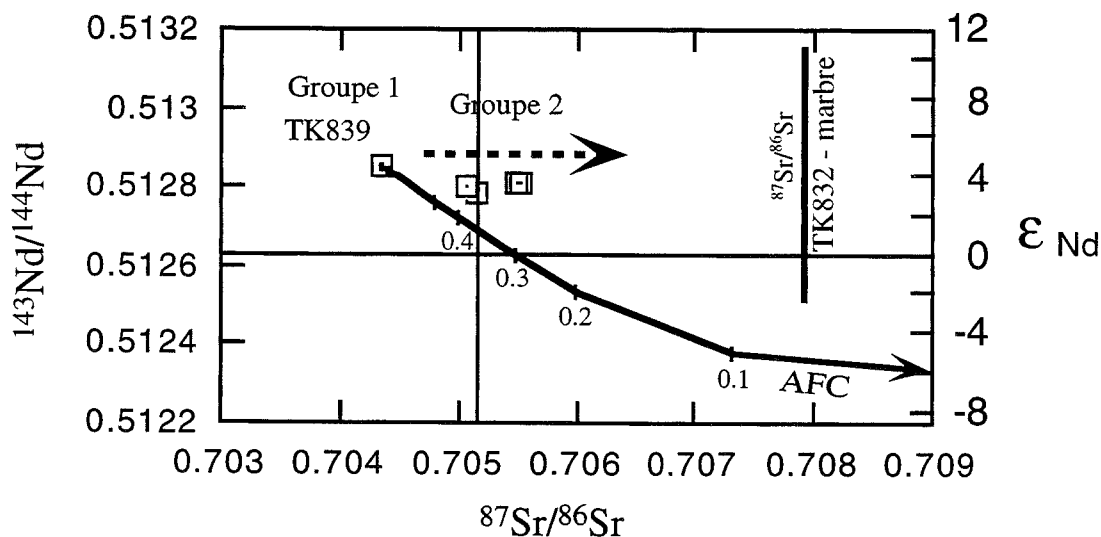


FIG. 64 - Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la syénite d'Hemasil et essai de modélisation de processus d'AFC [DePaolo, 1981]. Le contaminant choisi correspond à la composition moyenne de la croûte supérieure de Zartman et Haines [1988]. Les chiffres reportés sur la courbe d'AFC correspondent à la fraction de liquide restant (paramètre F). Pour l'AFC, les paramètres utilisés sont: vitesse d'assimilation/vitesse de cristallisation $r = 0.2$; coefficients de partage minéral/liquide $D_{\text{Nd}} = 2$ et $D_{\text{Sr}} = 1.5$. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du carbonate encaissant (échantillon TK832) a également été reporté. Une assimilation de Sr radiogénique en provenance de cet encaissant lors de la mise en place du pluton peut expliquer la dispersion observée.

du pluton d'Hemasil, avec des teneurs en ferromagnésiens et en titane plus élevées. De même, ils sont plus riches en Cr, Ni, Th, Zr. Leurs teneurs en Mg, Cr et Ni en font des roches plus primitives que la syénite d'Hemasil. Ils peuvent cependant montrer, comme dans la syénite, de très forts enrichissement en Ba et Sr et les teneurs en TR légères sont parfois plus élevées. Selon cet auteur, leurs caractéristiques géochimiques sont compatibles avec une genèse dans un manteau sous-continental enrichi par une composante crustale probablement liée à la subduction de la plaque indienne sous le Karakorum.

Les volcanites shoshonitiques du Tibet [Turner *et al.*, 1996] sont globalement moins potassiques que la syénite d'Hemasil, moins alumineuses et plus riches en ferromagnésiens, calcium et titane. Elles sont également plus riches en Pb, Th, Hf, Zr, Nb, Cr et Ni, et sont nettement plus enrichies en TR Légères. De même que les filons du K2, elles présentent un caractère plus primitif. Elles montrent, ici encore, de fréquents enrichissements en Ba et Sr. Leurs rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont dans l'ensemble plus élevés (entre 0,7076 et 0,7106 pour le groupe le plus représenté) et les ϵ_{Nd} beaucoup plus bas, généralement négatifs (-5,2 à -8,1; fig. 63 et 65). Ces auteurs proposent une genèse de ces magmas potassique à partir d'une source métasomatisée de péridotite à grenat contenant ~ 6% de phlogopite située dans le manteau lithosphérique.

Il apparaît donc deux différences notables entre la syénite d'Hemasil et les autres magmatismes potassiques du Tibet ou du Karakorum: c'est une roche nettement plus évoluée et sa composition isotopique caractérise une source essentiellement mantellique. Sur ce dernier point, Miller [communication personnelle], reprend les données isotopiques de Turner *et al.* [*ibid.*] en y ajoutant celles qu'elle obtient sur deux autres magmatismes tibétains, et en reportant les âges de mise en place (fig. 65). Nous y avons ajouté les données obtenues sur la syénite d'Hemasil. On note une évolution régulière depuis des compositions fortement crustales vers 18-20 Ma jusqu'aux compositions mantelliques d'Hemasil vers 9 Ma. La contribution crustale à la genèse des magmas potassiques du Sud Tibet et du Karakorum est donc de plus en plus faible au cours du temps, suggérant des temps de transit beaucoup plus courts entre l'extraction et la mise en place finale. Ceci pourrait s'expliquer par un amincissement de plus en plus marqué du plateau tibétain et du Karakorum et/ou par une accélération progressive des mécanismes tectoniques favorisant ce type de magmatisme.

4.g.2. Pétrogenèse de la syénite d'Hemasil

Tout comme dans le cas des magmas potassiques précités, les forts enrichissement en éléments en traces et terres rares observés dans la syénite d'Hemasil ne

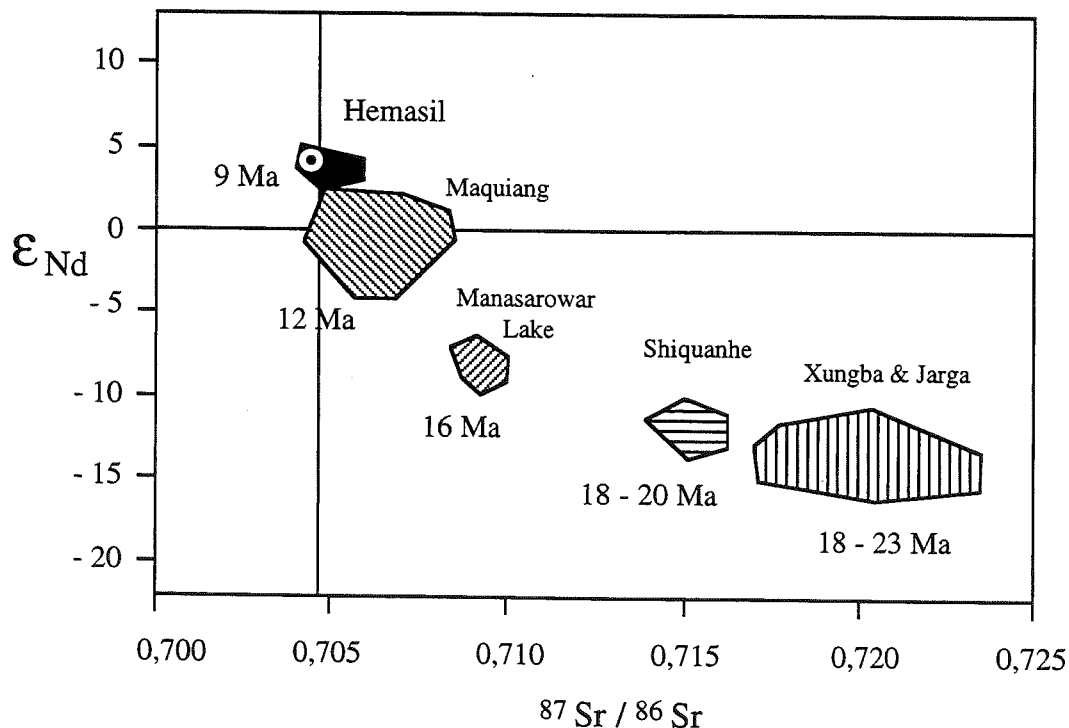


FIG. 65 - Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵ_{Nd} des magmatismes potassiques du Sud Tibet et de la syénite d'Hemasil [modifié d'après Miller, communication personnelle]. Les données de Xungba et Jarga ainsi que du Lac Manasarowar sont de cet auteur. Celles de Shiquanhe et de Maquiang sont tirées des travaux de Turner *et al.* [1996]. On observe une évolution au cours du temps des rapports isotopiques de ces magmas depuis des compositions fortement crustales (Xungba et Jarga) jusqu'à des compositions mantelliques (Hemasil). La contribution crustale à la genèse de ces magmas apparaît donc de moins en moins importante. Ceci pourrait s'expliquer par un système globalement en extension à l'échelle du Tibet.

peuvent pas s'expliquer par une fusion partielle d'un manteau à composition de lherzolite à grenat normale ou de lherzolite à spinelle [ex.: Edgar, 1987]. De nombreux auteurs considèrent en effet que les magmas potassiques et ultrapotassiques sont issus d'un très faible taux de fusion partielle (< 1%) de sources mantelliques métasomatisées ou enrichies [ex.: Bailey, 1987; Turner *et al.*, 1996]. Si on considère, comme proposé précédemment, que le groupe 1 présente une composition en traces et terres rares proche de celle de la source, cette dernière a nécessairement été préalablement enrichie. L'abondance des TR Moyennes pourrait dans ce cas également s'expliquer par la présence d'amphibole dans la source. Wilkinson et Le Maître [1987] ont en effet montré que la genèse de magmas alcalins dans un manteau supérieur métasomatisé pouvait être directement liée à la présence d'amphiboles et de micas riches en fer et titane. De même, Bonin [1988; 1990], a montré que les amphiboles calciques peuvent jouer un rôle critique dans la genèse de magmas alcalins. Enfin, Nelson *et al.* [1986], à partir d'études isotopiques sur des magmas alcalins associés à différents contextes géodynamiques, considèrent que la genèse des magmas potassiques continentaux implique fréquemment des processus d'enrichissement de la source par des composantes de subduction ou par recyclage de croûte ou de lithosphère sous-continentale. Les anomalies négatives en Nb-Ta et Ti observées sur les diagrammes multi-éléments, ainsi que les enrichissements en Ba (probablement liés à une phase phlogopite), suggèrent en effet un métasomatisme de la source mantellique de la syénite d'Hemasil par une composante de subduction. Les faibles teneurs en Nb sont, de plus, considérées par Thompson et Fowler [1986] comme caractéristiques des contextes de subduction et post-collisionnels. On peut aisément envisager une contamination du manteau sous-continentale lors de la subduction crétacée de la Néotéthys.

D'autre part, nous avons vu que l'augmentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ et l'enrichissement, lié à une phase zircon, en Zr - Hf - U - Th - Pb des échantillons du groupe 2 et de TK845 sont les signes d'une légère contamination crustale. Enfin, le fait que l'homogénéisation totale du magma n'ait pas été réalisée avant la cristallisation suppose une mise en place rapide après son extraction.

4.g.3. Implications géodynamiques

Nos études structurales et métamorphiques ont montré que le petit pluton alcalin d'Hemasil s'était mis en place lors du dernier événement tectonométamorphique affectant le secteur au cours du Miocène (chap. III). Cette phase de structuration entraîne la formation de dômes dans un contexte compressif et décrochant le long du MKT, associé à des taux de

dénudation rapides. On peut raisonnablement penser que ce grand accident crustal a pu contrôler la mise en place de l'intrusion syénitique. Les magmas alcalins orogéniques sont en effet classiquement associés à de grands accidents décrochants [ex.: Bonin, 1988] et les filons shoshonitiques oligocènes du Nord Karakorum, associés au jeu de la faille du Karakorum en constituent un bon exemple régional [Pognante, 1990]. Ces caractères syntectoniques, tant de la syénite d'Hemasil que des filons du Nord Karakorum, montrent que les accidents décrochants, impliquant le manteau sous-continentale, sont un vecteur important de l'accommodation du raccourcissement dans la partie occidentale de l'orogène himalayen. Comme le suggèrent les données isotopiques des magmas potassiques tant du Tibet que du Karakorum (cf. ci-dessus), l'activation de ces décrochements est relativement récente. Leur action pourrait être prépondérante à partir de 10 Ma.

4.h. Conclusion

Le petit pluton d'Hemasil est donc principalement constitué d'un faciès syénitique leucocrate, riche en potassium, plutôt ferrique et pauvre en titane. Les compositions isotopiques Sm/Nd et Rb/Sr, ainsi que les fortes teneurs en traces et terres rares de la syénite d'Hemasil supposent qu'elle dérive d'une source mantellique métasomatisée. Les anomalies négatives en Nb, Ta, Ti et l'enrichissement en Ba suggèrent que ce métasomatisme se réalise à la faveur d'une phase de subduction, probablement celle de la Néotéthys au cours du Crétacé.

Deux ensembles principaux d'échantillons ont été distingués au sein de la syénite. Le groupe 1 est enrichi en TR Moyennes, Y, Ba, Sr et présente des rapports isotopiques mantelliques. Les enrichissements en TR Moyennes et Y peuvent s'expliquer par une plus grande abondance d'épidote ou d'apatite. Le groupe 2 est enrichi en U, Th, Zr, Hf, Pb, et relativement appauvri en Ba et Sr par rapport au groupe 1 mais présente des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ légèrement plus élevés. Ces enrichissements peuvent s'expliquer par un certain degré de contamination crustale (plus grande abondance de zircon), mais ne suivent pas strictement un modèle d'AFC. Un enrichissement en Sr radiogénique par des réactions avec l'encaissant carbonaté lors de la mise en place finale peut expliquer cette dérive de la composition isotopique. La contamination crustale reste cependant très faible. Ceci, lié à la non-homogénéisation totale du magma avant sa mise en place finale suggère des temps de transit extrêmement courts depuis l'extraction. Ceci semble se faire à la faveur de l'activation des grands décrochements crustaux régionaux dont l'action semble devenir prépondérante au moins depuis la fin du Miocène.

Chapitre V

DATATIONS ^{40}Ar - ^{39}Ar

La méthode de datation ^{40}Ar - ^{39}Ar présente un grand intérêt dans l'étude des roches magmatiques et des terrains métamorphiques. Les différents minéraux utilisables (amphiboles, micas, feldspaths) présentant des températures de fermeture différentes, elle permet en effet d'obtenir des âges de refroidissement sur une large gamme de température, allant de plus de 500°C (amphiboles) jusqu'à moins de 200°C (feldspaths). Cela permet non seulement de dater des événements géologiques différents, mais également d'accéder à des vitesses de refroidissement qu'il est souvent possible de rapprocher des taux de dénudation.

Les principes de la méthode et ses applications ont été décrits dans différents ouvrages comme par exemple Maluski [1985] ou McDougall et Harrison [1988]. Ce dernier y est d'ailleurs entièrement consacré. Pour l'application de cette méthode à des terrains métamorphiques, on pourra, par exemple, se référer à la thèse de S. Costa [1990] sur le Massif Central.

Dans ce qui suit nous rappelons très succinctement les principes généraux de la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar et le type d'information qu'il est possible d'en tirer.

1. - LA MÉTHODE DE DATATION ^{40}Ar - ^{39}Ar

1.a. Principe

La méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar est basée sur le système K-Ar où le ^{40}K , radioactif, se désintègre suivant deux mécanismes principaux pour donner d'une part du $^{40}\text{Ca}^*$ par radioactivité β^- (88,8%) et d'autre part de l' $^{40}\text{Ar}^*$ (11%) par capture électronique. A chacun de ces processus correspond une constante de désintégration λ_e et λ_β .

Si on considère le système K-Ar, il est possible, connaissant les constantes de désintégrations et en mesurant de façon précise les quantités d'isotopes pères et fils de calculer un âge selon l'équation:

$$t = 1/\lambda \cdot \ln (1 + (\lambda/\lambda_e) \cdot ^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K})$$

$$\text{avec } \lambda = \lambda_e + \lambda_\beta = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

Dans l'atmosphère, l'Ar possède trois isotopes naturels ^{40}Ar , ^{38}Ar et ^{36}Ar dont les proportions sont constantes. Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, évalué à 295,5 [Nier, 1950], permet donc de soustraire de l' ^{40}Ar mesuré dans un échantillon, la part d'argon non radiogénique.

Cependant, la méthode K-Ar, si elle est aisée et rapide, ne fournit qu'un âge "brut", à partir duquel il est difficile de déterminer les possibilités d'éventuels excès

ou pertes d'argon, particulièrement critiques pour les roches ayant subi une histoire métamorphique complexe. D'autre part, le rapport K/Ar ne peut pas être mesuré au cours d'une seule analyse au spectromètre de masse, ceci entraînant des erreurs dans le cas d'inhomogénéité de l'échantillon lors de l'analyse séparée de ^{40}K et ^{40}Ar .

Le chronomètre ^{40}Ar - ^{39}Ar permet de s'affranchir pour une bonne part de ces problèmes. L'échantillon est irradié sous un flux de neutrons rapides en réacteur nucléaire afin de transformer une partie des atomes ^{39}K en ^{39}Ar , un radioisotope artificiel instable (avec une demi-vie de 269 a). Le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ ayant une valeur constante, la mesure de l'isotope artificiel $^{39}\text{Ar}_K$ permet de remplacer celle de l'isotope naturel ^{40}K de la méthode K-Ar conventionnelle. Le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ est donc proportionnel au rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ et sa détermination permet d'accéder à l'âge.

Lors de l'analyse au spectromètre de masse, les abondances relatives des isotopes ^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{38}Ar , ^{37}Ar et ^{36}Ar sont mesurées. Ils permettent de corriger le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ d'une part de la contribution atmosphérique (à partir de ^{36}Ar) et d'autre part de certaines interférences liées au processus d'irradiation (réactions: $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ca} \rightarrow ^{36}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ca} \rightarrow ^{37}\text{Ar}$ et $^{42}\text{Ca} \rightarrow ^{39}\text{Ar}$). Ces dernières interférences sont corrigées à partir de mesures effectuées sur des sels ultra-purs de KF et CaF_2 irradiés en même temps que les échantillons.

Par ailleurs, la quantité d' $^{39}\text{Ar}_K$ dépend des conditions d'irradiation (durée, intensité, etc.). On résout ce problème en irradiant en même temps un échantillon standard d'âge connu qui permet, après analyse, de définir un paramètre d'irradiation "J" et de calculer l'âge de l'échantillon à partir de l'équation:

$$t = 1/\lambda \cdot \ln (1 + J \cdot (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K))$$

où λ est la constante de désintégration du ^{40}K .

1.b. Représentation des âges

La technique de dégazage par paliers successifs de température a été introduite par Turner *et al.* [1966]. Deux types de représentation des données permettent de calculer l'âge d'un échantillon: les spectres d'âges et les isochrones (cf. fig. 68 ci-après).

Les spectres d'âges sont constitués de barres horizontales correspondant à chaque palier. L'âge calculé se lit en ordonnée et la longueur de la barre est proportionnelle au pourcentage d' ^{39}Ar dégazé pour

chaque palier. Ce type de représentation permet d'acquérir des informations supplémentaires sur la distribution de l' $^{40}\text{Ar}^*$ par rapport à l' $^{39}\text{Ar}_K$ au sein d'un échantillon. D'éventuelles anomalies thermiques, des excès d'argon ou des pertes d'argon par diffusion peuvent être ainsi détectées [ex.: McDougall et Harrison, 1988]. Cependant, l'âge calculé sur ce type de diagramme suppose, de façon implicite que l'argon piégé dans le réseau cristallin, et qui n'est pas issu de la désintégration naturelle, a une composition atmosphérique, avec un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 295,5. Or, il arrive fréquemment que de l'argon non atmosphérique soit incorporé dans les minéraux au cours de leur histoire géologique. Dans ce cas, le spectre d'âge est parfois complexe et l'âge apparent mesuré est différent de l'âge vrai.

La seconde méthode de représentation des données est le diagramme de corrélation isotopique $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ [ex.: Turner, 1971] ou isochrone. Dans ce diagramme de corrélation les points représentatifs de chaque palier de température sont susceptibles de s'aligner suivant une droite dont la pente est négative. Cette droite relie des points ayant le même âge d'où son nom d'isochrone (isos + chronos). L'intercept sur l'axe des abscisses permet d'accéder à l'âge de l'échantillon par l'intermédiaire du rapport $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et l'intercept sur l'axe des ordonnées fournit la composition de l'argon non radiogénique piégé dans l'échantillon. Cette représentation des résultats permet donc de détecter d'éventuels excès d'argon dans l'échantillon et les âges obtenus par les deux méthodes peuvent être comparés et discutés.

1.c. Signification des âges ^{40}Ar - ^{39}Ar

Les âges obtenus par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar sont des âges de refroidissement dépendant du type de minéral utilisé et de son histoire géologique. Les paramètres qui contrôleront principalement les processus de migration de l'argon sont la température, la pression, la composition chimique, la mobilité des phases fluides et la déformation.

Il convient donc de définir avec soin le type d'événement daté (magmatisme, métamorphisme, hydrothermalisme, etc.), mais aussi l'état des minéraux utilisés (déformation, altération, pureté) et leur composition chimique (zonation, contamination). Seule la prise en compte de ces différents facteurs permet de donner une signification à l'âge obtenu.

2. - AGES DE REFROIDISSEMENT ^{40}Ar - ^{39}Ar DU COMPLEXE MÉTAMORPHIQUE DU KARAKORUM ET DE LA SUTURE DE L'INDUS-TSANGPO DANS LE SECTEUR DU CHOGO LUNGMA

Le travail présenté ci-après nous a permis, à partir d'échantillons du secteur Basha - Chogo Lungma, et en tenant compte des données pétrographiques, structurales et métamorphiques, d'estimer l'âge de mise en place du

pluton syénitique d'Hemasil et de reconsidérer celui des derniers événements tectonométamorphiques dans le Sud Karakorum. Comme on le verra, l'âge de ces événements est à rapprocher de ceux déjà connus dans le Haut Himalaya du Nanga Parbat - Haramosh.

2.a. Introduction

De nombreux auteurs ont tenté de dater les différents événements géologiques (magmatisme, métamorphisme, déformation) observés dans le Karakorum Central et les mouvements sur ses contacts tectoniques avec l'arc insulaire du Ladakh-Kohistan ou l'Himalaya au Sud. Les âges des différents magmatismes et des collisions principales sont relativement bien contraints (cf. Chap. I). Au Crétacé "moyen", le magmatisme lié à la subduction de la Néotéthys sous sa marge Nord, entraîne la formation de l'arc du Ladakh-Kohistan [ex.: Petterson et Windley, 1991; Khan, 1994] et d'une large part du batholite du Karakorum [ex.: Le Fort, 1988; Debon *et al.*, 1987; Debon et Ali Khan, 1995]. Au Crétacé supérieur, l'arc insulaire est accréte au Karakorum [Pudsey, 1986; Treloar *et al.*, 1989] formant la Zone de Suture de la Shyok [SSZ, Sharma et Gupta, 1978] ou Suture Nord [Pudsey *et al.*, 1985], tandis que la subduction continue jusqu'à la collision continentale au Paléocène-Eocène [Searle *et al.*, 1987, 1988]. Après cette juxtaposition de blocs, deux autres phases de magmatisme ont été enregistrées dans le Karakorum au cours de l'Eocène et du Miocène [Debon *et al.*, 1987; Rex *et al.*, 1988; Parrish et Tirrul, 1989; Schärer *et al.*, 1990]. Depuis le Pliocène, le Karakorum a subi une forte croissance de ses taux de surrection qui atteignent 5 à 7 mm.a⁻¹ dans le secteur du K2 [Zeitler, 1985; Cervený *et al.*, 1989; Poupeau *et al.*, 1991; Smith, 1993; Foster *et al.*, 1994]. Cependant, la chronologie exacte des événements tectonométamorphiques dans le Karakorum est toujours débattue. Ce point est développé et discuté au chapitre III. Nous en faisons ici un rapide résumé. Pour Bertrand *et al.* [1988], le granite du Mango Gusor [$37 \pm 0,8$ Ma U-Pb sur zircon, Parrish et Tirrul, 1989] post-date l'événement tectonométamorphique principal (plis isoclinaux portant une paragenèse à Grt-Ky), mais une phase de plissement E-W suivie par la formation de dômes se situe entre les intrusions du Mango Gusor et du granite du Baltoro à $21 \pm 0,5$ Ma (U-Pb sur zircon, *ibid.*). Pour Allen et Chamberlain [1991], la totalité de l'évolution se place avant la mise en place du granite du Mango Gusor. Finalement, pour Searle et Tirrul [1991], la structuration barrovienne principale est également antérieure au granite du Mango Gusor et les événements métamorphiques ultérieurs sont un métamorphisme de contact autour du granite du Baltoro et des réactions rétrogrades BP-BT liées à l'activation Plio-Pléistocène du Main Karakorum Thrust (MKT).

D'après toutes ces reconstructions, la structuration tectonométamorphique du Sud Karakorum est terminée avant l'Oligocène ou le Miocène; par ailleurs, les âges

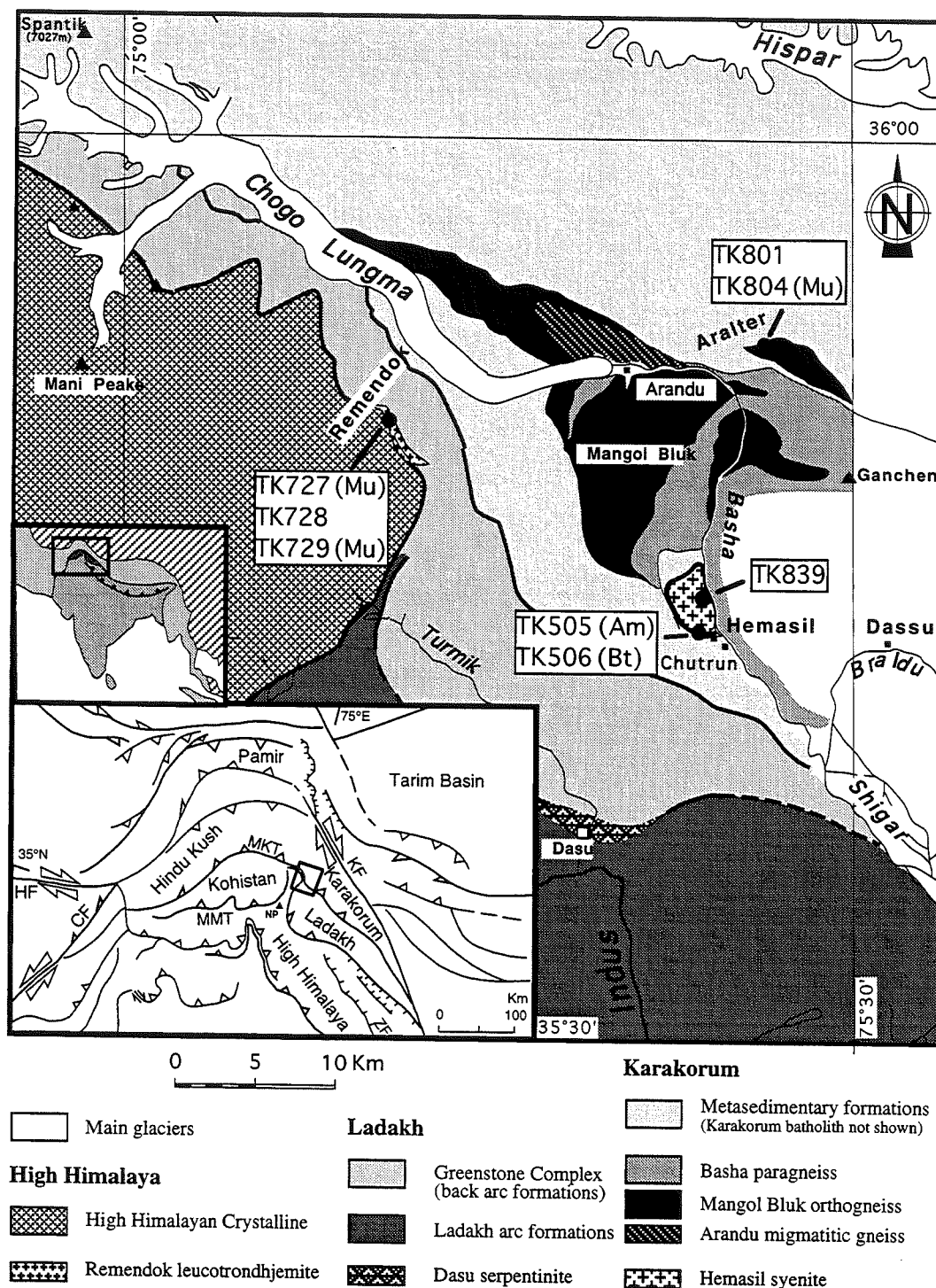


FIG. 66 - Carte géologique simplifiée du secteur du Chogo Lungma et localisation des échantillons. KF: Karakorum Fault; MKT: Main Karakorum Thrust; MMT: Main Mantle Thrust; ZF: Zaskar Fault; HF: Herat Fault; CF: Chaman Fault.

de refroidissement Mio-Pliocène ne prennent tout leur sens que dans le Haut-Himalaya du massif du Nanga Parbat-Haramosh massif (NPHM). Ce dernier est en effet tectoniquement exceptionnel du fait de son exhumation très rapide au Plio-Pléistocène, associée à du métamorphisme et de l'anatexie [ex.: Butler *et al.*, 1989]. Quelques données ne sont cependant pas expliquées par les reconstructions citées ci-avant. Schärer *et al.* [1990] décrivent des histoires de refroidissement Mio-Pliocènes tant dans le batholite axial que dans le KMC. Searle et Tirrul [1991], fournissent deux lots

d'âges de refroidissement K-Ar et Ar-Ar dans le secteur du Mango Gusor: un priabonien, qui peut correspondre au refroidissement après l'intrusion, et un chattien, 10 Ma plus tard. Smith [1993] décrit des monazites tortoniennes "énigmatiques" (U-Pb) à l'Est du dôme de Dasu dans la vallée de la Braldu. Ces éléments semblent en opposition avec la proposition qu'aucun événement de haute température n'existe dans le Karakorum après l'intrusion éocène du Mango Gusor [Allen et Chamberlain, 1991].

Nous présentons ici de nouvelles données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Sample TK506							TK728						TK804						Sample TK505				
analyse N°	/S6Bt131	/S6Bt132	/S6Bt133	/S6Bt134	/S6Bt135	/S6Bt136	/S3Mu16	/S3Mu17	/S3Mu18	/S3Mu19	/S3Mu20	/S3Mu21	/S2Mu8	/S2Mu9	/S2Mu10	/S2Mu11	/S2Mu12	analyse N°	/S12Am1	/S12Am2	/S12Am3	/S12Am4	
Mineral	Biotite						Muscovite						Muscovite						Mineral	Amphibole			
SiO2	33,51	34,23	34,01	33,98	33,66	32,65	48,48	48,49	48,80	48,89	46,78	48,27	50,46	50,54	51,23	52,26	50,79	SiO2	41,43	43,37	43,21	41,42	
Al2O3	18,21	18,08	18,30	18,26	18,28	18,58	31,92	32,12	31,49	30,83	32,14	32,22	28,85	28,86	28,28	28,20	28,57	TiO2	0,46	0,45	0,68	0,79	
MgO	8,98	9,03	9,08	9,21	9,06	9,33	1,19	1,22	1,45	1,56	1,31	1,14	1,73	1,70	1,90	2,11	1,98	Al2O3	12,78	11,49	11,40	13,21	
FeO*	17,56	17,42	17,77	17,24	17,78	17,53	4,40	4,43	4,71	4,77	4,74	4,74	4,43	4,56	4,69	4,55	4,66	Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	
MnO	3,03	3,02	3,02	2,96	3,10	3,11	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,04	0,05	0,08	0,05	FeO*	16,82	14,67	16,65	15,04	
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00	MnO	0,00	0,33	0,00	0,38	
TiO2	1,76	1,69	1,67	1,63	1,76	1,56	0,56	0,54	0,55	0,63	0,54	0,54	1,34	1,36	1,27	1,14	1,30	MgO	10,06	12,06	10,57	10,60	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	CaO	11,36	11,63	11,82	11,77	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Na2O	1,92	1,87	1,16	1,75	
Na2O	0,20	0,23	0,18	0,16	0,13	0,15	0,15	0,21	0,23	0,20	0,19	0,19	0,19	0,23	0,21	0,22	0,22	K2O	0,69	0,42	0,87	0,78	
K2O	9,65	9,81	9,96	9,92	10,04	9,77	10,56	10,72	10,73	10,77	10,84	10,64	10,40	10,44	10,15	10,29	10,49	Total	95,52	96,30	96,35	95,74	
Total	92,89	93,52	93,98	93,37	93,83	92,69	97,34	97,77	97,97	97,66	96,56	97,74	97,46	97,77	97,84	98,90	98,07						

Number of ions on the basis of 22 Ox equivalents, ignoring H2O+.

Nota: for micas all Fe is considered as Fe2+.

Si	5,31	5,38	5,33	5,35	5,30	5,20	6,39	6,37	6,40	6,44	6,25	6,34	6,63	6,62	6,70	6,75	6,64	Si	6,27	6,42	6,47	6,24
Al iv	2,69	2,62	2,67	2,65	2,70	2,80	1,61	1,63	1,60	1,56	1,75	1,66	1,37	1,38	1,30	1,25	1,36	Al IV	1,73	1,58	1,53	1,76
Σ	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	Σ	8,00	8,00	8,00	8,00

Number of ions on the basis of 23 Ox equivalents, ignoring H2O.

Al vi	0,71	0,73	0,71	0,73	0,69	0,69	3,34	3,33	3,27	3,22	3,31	3,34	3,09	3,08	3,05	3,04	3,04	Al VI	0,55	0,43	0,48	0,59
Mg	2,12	2,12	2,12	2,16	2,12	2,22	0,23	0,24	0,28	0,31	0,26	0,22	0,34	0,33	0,37	0,41	0,39	Ti	0,05	0,05	0,08	0,09
Fe2+	2,33	2,29	2,33	2,27	2,34	2,34	0,54	0,54	0,57	0,58	0,59	0,58	0,54	0,56	0,57	0,55	0,57	Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,41	0,40	0,40	0,39	0,41	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	Fe 3+	0,70	0,74	0,60	0,53
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	Mn	0,00	0,04	0,00	0,05
Ti	0,21	0,20	0,20	0,19	0,21	0,19	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,13	0,13	0,12	0,11	0,13	Mg	2,27	2,66	2,36	2,38
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe 2+	1,43	1,08	1,48	1,36
Σ	5,77	5,73	5,76	5,75	5,77	5,85	4,17	4,17	4,18	4,18	4,22	4,19	4,11	4,11	4,13	4,12	4,13	Σ	5,00	5,00	5,00	5,00

Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe 2+	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,07	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	Ca	1,84	1,85	1,90	1,90
K	1,95	1,97	1,99	1,99	2,02	1,98	1,77	1,80	1,80	1,81	1,85	1,78	1,74	1,74	1,69	1,70	1,75	Na	0,16	0,16	0,10	0,10
Σ	2,01	2,04	2,05	2,04	2,06	2,03	1,81	1,85	1,85	1,86	1,90	1,83	1,79	1,80	1,74	1,75	1,80	Σ	2,00	2,00	2,00	2,00

Na	0,404	0,381	0,232	0,412
K	0,134	0,080	0,166	0,150
Σ	0,538	0,461	0,398	0,562

TAB. 25 - Analyses de micas et amphiboles. Les analyses de micas ont été réalisées sur une microsonde Cameca SX50 WDS à l'Institut National Polytechnique de Grenoble. Les paramètres analytiques sont 15 KV et 15 nA. Le temps de comptage est de 10 s pour tous les éléments à l'exception de Na: 6 s. Les standards sont des silicates naturels et des oxydes. Les analyses d'amphiboles ont été effectuées sur une microsonde Cambridge 5360 EDS au DSMP de l'Université de Turin (Italie). Les paramètres analytiques sont de 15 KV et 15 nA. Le temps de comptage est de 60 s. Les standards sont des silicates naturels et des oxydes.

provenant du glacier du Chogo Lungma et de la vallée de la Basha, sur la bordure Nord-Est du NPHM (fig. 66). Le but de cette étude est d'estimer les âges de refroidissement liés à l'évolution magmatique et tectonométamorphique de ce secteur, et d'essayer de développer un modèle capable d'intégrer les informations chronologiques "énigmatiques" avec les données structurales et minéralogiques.

2.b. Géologie des objets étudiés

Nous avons choisi d'étudier trois corps plutoniques génétiquement liés à trois processus orogéniques typiques: magmatisme, métamorphisme et déformation. Un pluton syénitique de la bordure Sud du Karakorum correspondant à du magmatisme syntectonique (Chap. IV), un dôme d'orthoigneiss du KMC formé au cours du second événement tectonométamorphique (Chap. III), et un petit pluton de leucotondhjémite recoupant le contact tectonique entre Ladakh et Himalaya (Chap. II).

Les aspects géologiques, structuraux, pétrographiques et géochimiques de la syénite d'Hemasil sont décrits au chapitre IV.

L'orthoigneiss granitique d'Aralter a la forme d'un mégaboudin de 7 par 2 km, allongé selon une direction N110°. Il forme le coeur d'un anticlinal à vergence Sud. Il a subi les deux événements tectonométamorphiques décrits au chapitre III. Considérant les températures associées à la phase de formation des dômes (> 630°C), nous avons supposé que la datation de minéraux de cet orthoigneiss en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fournirait des âges de refroidissement correspondant à cette phase.

La leucotondhjémite de Remendok est un pluton de 4 par 1 km allongé N150°. Affleurant en rive droite (Est) de la vallée, elle est intrusive et développe un complexe filonien tant dans les amphibolites de l'arc du Ladakh-Kohistan que dans les paragneiss du NPHM. Elle recoupe donc le contact tectonique entre ces deux unités. Elle a, de plus, subi une déformation haute

température tardive en présence de circulations fluides. La découverte de ce pluton nous permet donc de donner un âge limite supérieur aux mouvements produits sur la suture de l'Indus-Tsangpo au N-E du NPHM.

2.c. Description des échantillons

TK505 est une amphibolite affleurant à 3093m d'altitude dans la petite vallée débouchant à l'Ouest d'Hemasil à proximité du contact avec les calcaires de Chutrun. C'est une roche à hornblende, biotite, quartz, plagioclase, épidote avec zircon et opaques en phases accessoires. La texture est granoblastique et la foliation, très forte, est soulignée par les ferromagnésiens et des rubans de quartz. L'amphibole est calcique, avec une composition de pargasite (tab. 25). La biotite est légèrement phlogopitique (Ann_{40}) et ne présente aucune zonation chimique entre le coeur et la bordure.

TK506 est un bloc de la syénite syntectonique récupéré à la base d'une falaise verticale à proximité de TK505. La provenance de ce bloc est donc connue avec certitude. Cette roche est composée de plagioclase, feldspath potassique, biotite, sphène \pm calcite \pm amphibole, avec épidote, apatite, zircon et hématite en phases accessoires. La calcite, présente sous forme grands cristaux, est très probablement le produit d'une réaction haute température avec l'encaissant carbonaté. Une coupe géochimique ainsi que plusieurs points d'analyse isolés ont été réalisés à la microsonde sur les biotites de TK506 ainsi que sur un échantillon similaire (TK839, fig. 67 et tab. 25) afin de tester l'homogénéité du minéral. La concentration en potassium est pratiquement stoechiométrique et constante, indiquant l'absence de chloritisation ou d'altération secondaire. Les éléments majeurs sont également constants (à l'exception de Ca, voir ci-dessous), confirmant, d'une part, l'observation pétrographique d'une seule génération de biotite et, d'autre part, qu'elle est homogène, même à l'échelle de 10 μm . Au contact des grains de calcite, on

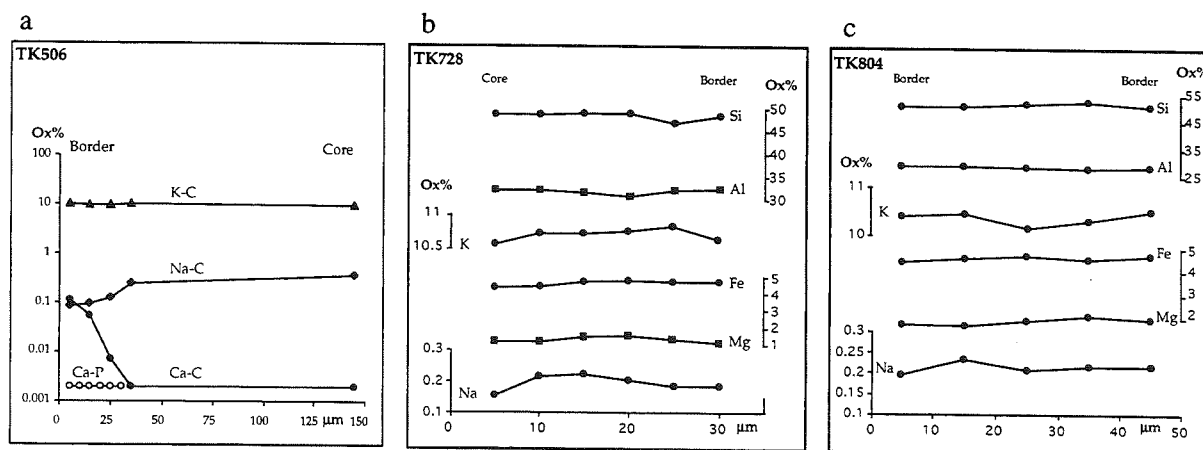


FIG. 67 - Profils géochimiques réalisés à la microsonde électronique. a: biotite TK506 (Ca-C, Na-C, K-C: concentrations le long d'un profil réalisé dans une biotite au contact d'un grain de calcite; Ca-P: Ca concentrations le long d'un profil réalisé dans une biotite au contact d'un plagioclase). b: muscovite TK728. c: muscovite TK801.

observe une augmentation de la teneur en Ca jusqu'à 0,12 wt%; la forme de la courbe de concentration suggère une diffusion de Ca (compensée par une décroissance de Na) car aucun grain de calcite n'a été observé même avec un grossissement de 200 000. Cette biotite a une composition plus annitique que celle de TK505.

Les échantillons TK801 et 804 proviennent du petit dôme d'orthogneiss de la vallée d'Aralter aux altitudes respectives de 3410 m et 3515 m. C'est une roche à oligoclase, feldspath potassique, quartz, biotite et muscovite, avec sphène et allanite en phases accessoires. Elle est entièrement recristallisée et la texture est granoblastique. Une déformation tardive produit des bandes d'extinction dans les quartz et une légère fracturation des feldspaths. Deux populations de muscovite ont été observées: la première, en lattes, riche en Fe et Mg (tab. 25) croît aux dépens du feldspath; la seconde est constituée de très petits cristaux xénomorphes, exempt de Fe et Mg, se développant dans les fractures des feldspaths. Nous pensons que la seconde population a été éliminée lors de la séparation des minéraux en raison de sa faible susceptibilité magnétique et de sa plus petite taille.

Les échantillons TK727, 728 et 729 proviennent de la leucotondhémite. Seul TK728 a été récolté en place à l'altitude de 4080 m; les deux autres proviennent de très gros blocs: TK727 de la bordure Nord, à grain moyen, avec d'abondant schlierens micacés et une vague foliation parallèle à ces derniers; et TK729, de la bordure Sud, à grain fin. Cette roche est composée de quartz, Feldspath potassique, oligoclase à zonation onduleuse (An_{15} à An_{21}), muscovite, épidote, biotite, \pm grenat (dans TK728), avec sphène et zircon en phases accessoires. Les microstructures montrent de fines bandes de muscovite et d'épidote associées à du quartz en sous-grain et d'abondantes myrmékites. Le feldspath n'est généralement pas déformé. A proximité des bordures du pluton, les bandes de cisaillement à muscovite deviennent plus abondantes. Les muscovites des échantillons TK727 et TK729 ont été séparées et des analyses microsonde réalisées sur TK728 (tab. 25).

Nous avons donc analysé six échantillons par la méthode de chauffage par palier $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans un four à résistance et double pompe à ultravide connecté à un spectromètre de masse MAP® 215-50B. Les résultats analytiques sont résumés dans le tableau 26.

2.d. Données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et interprétations en termes de système isotopique

Ces aspects sont largement discutés dans l'article de Villa *et al.* [1996]. Nous en résumons ici les points principaux. Les six spectres d'âge (fig. 68) présentent trois types de forme différents. Deux sont en escalier (TK 506 et 729), deux sont irréguliers (TK 505 biotite et amphibole) et deux sont plats (TK 804 et 727).

Amphibole TK 505 (fig. 68a-b)

A l'exception des cinq premiers paliers (7% du gaz relâché), le rapport Ca/K de cet échantillon croît très régulièrement, semblant indiquer un système simple. Cependant, le spectre d'âge ne présente pas le même aspect. A l'exception toujours des 7 premiers % de gaz relâchés, les âges par palier sont dispersés entre 3,8 et 7,7 Ma. L'âge de 3,8 Ma est similaire à celui de la biotite du même échantillon et correspond au rapport le plus bas de la partie régulière du spectre Ca/K. Cela suggérerait la présence de 0,3% en proportions modales d'intercroissances de biotite dans l'amphibole. Un âge d'environ 7 - 7,7 Ma peut être proposé pour la fermeture du chronomètre amphibole.

Biotites TK505 et TK506 (fig. 68a-b-c)

La biotite TK506 a le comportement le moins perturbé. Les variations du rapport Ca/K de 0,005 à 0,015 peuvent refléter l'enrichissement local en Ca des bordures de biotites au contact de calcite décrit précédemment. Les âges par palier croissent progressivement de 3,65 à 3,99 Ma. L'isochrone calculée sur 8 des 10

Sample	Ar*	K	Ca	Cl	t_{pl}	t_{is}	Ar _i	MSWD	t_{st}
	(nl/g)	(%)	(%)	(ppm)	(Ma)	(Ma)			(Ma)
TK 505 amph	0.16	.62	8.5	16	-	-	-	-	4-7.7
TK 505 bio	1.06	7.0	.86	11	-	3.99±0.18	293±18	1.5	3.2-4.8
TK 506 bio	1.15	7.8	.10	<2	-	3.92±0.13	286±11	2.8	3.6-4.0
TK 727 musc	2.77	8.4	.15	<2	8.37±0.07	8.23±0.21	299±6	1.7	-
TK 729 musc	3.16	8.8	.07	12	-	-	-	-	9.0-9.6
TK 804 musc	1.73	8.9	.04	<2	4.99±0.02	5.01±0.04	294.3±1.9	0.8	-

TAB. 26 - Résumé des données Ar-Ar. Toutes les erreurs sont à 1σ . Les concentrations en K, Ca et Cl sont recalculées à partir des isotopes de l'argon produits par l'irradiation. Abréviations: t_{pl} âge plateau, t_{is} âge isochrone, Ar_i composition de l'Ar piégé, MSWD dispersion par rapport à l'isochrone calculée, t_{st} limites de variation des spectres d'âges discordants.

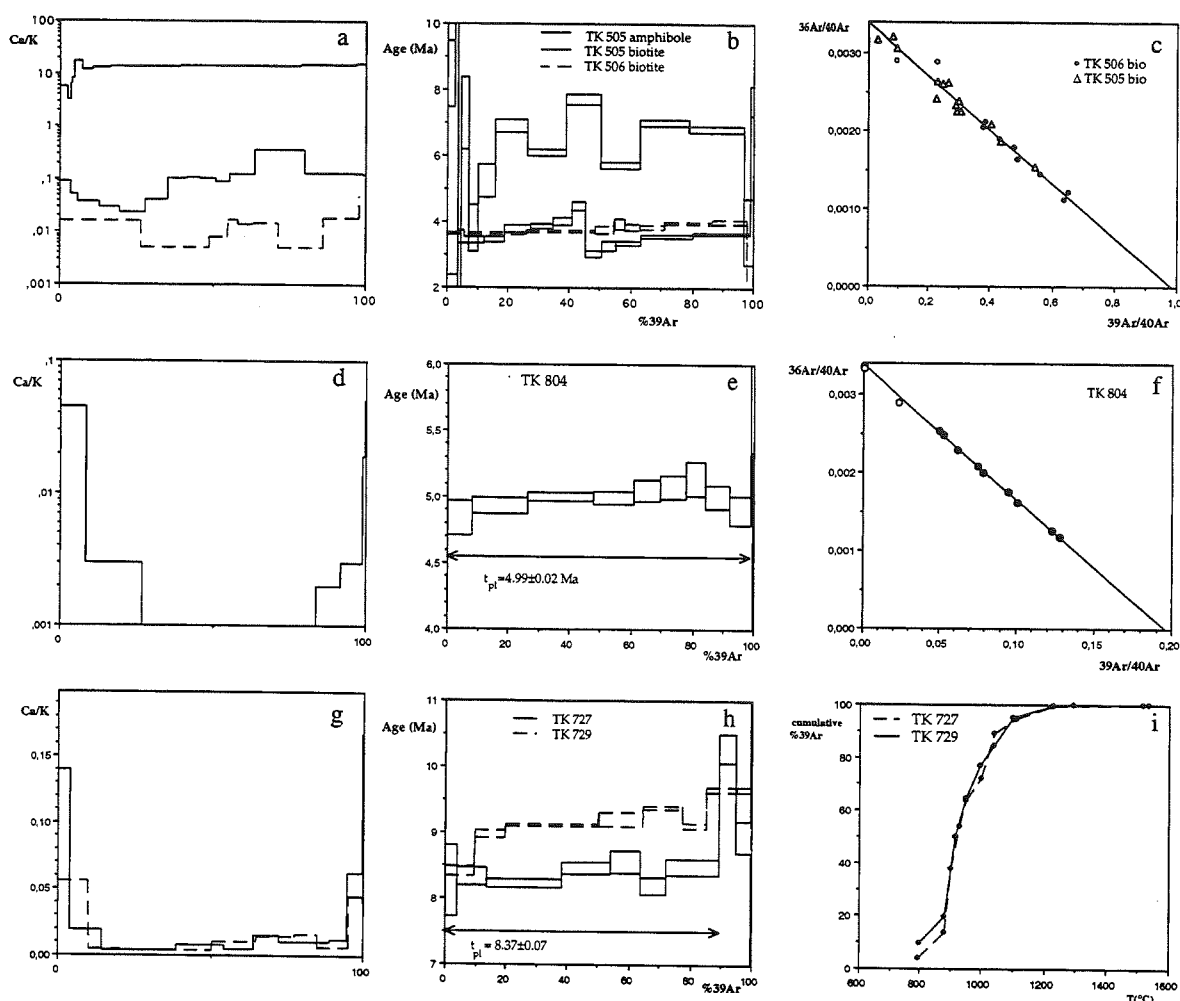


FIG. 68 - Résultats du chauffage par palier. a, b: spectres Ca/K et d'âge des échantillons d'Hemasil; c, d: spectres Ca/K et d'âge de l'orthogneiss d'Aralter; e, f: spectres Ca/K et d'âge de la leucotondhémite de Remendok; g: diagramme cumulé de l' ^{39}Ar relâché en fonction de la température pour les micas blancs de Remendok.

paliers (98% du gaz relâché) n'indique pas, a priori, d'excès d'argon ($\text{Ar}_i = 286 \pm 11$, tab. 26 et fig. 68c). Enfin, nos résultats confirment l'absence de chloritisation déjà constatée par l'observation pétrographique. Quoique la raison exacte de la forme en escalier du spectre ne soit pas parfaitement comprise, il est relativement important pour le présent problème de savoir si le "vrai âge de fermeture de la biotite" est l'âge du palier le plus bas (3,65 Ma), l'âge isochrone (3,92 Ma) ou l'âge du palier le plus haut (3,99 Ma), particulièrement si on tient compte de la "température de fermeture" à considérer (cf. ci-dessous).

La biotite TK505 présente un spectre en double escalier. Un tel type de spectre a été interprété par Lo et Onstott [1995] comme un artefact lié à une capture de l' ^{39}Ar par des intercroissances de chlorite dans la biotite métamorphisée. Les teneurs en Ca, Cl et K de notre biotite (tab. 26) supportent cette interprétation. L'âge K-Ar (obtenu en additionnant le gaz de tous les paliers) de cet échantillon est similaire, quoique 2% plus vieux, à celui de TK506: 3,87 et 3,79 Ma respectivement. Des âges isochrone peuvent être calculés pour différents

sous-ensembles de paliers. Cinq paliers BT (31% du gaz relâché) donnent $3,99 \pm 0,18$ Ma (tab. 26), tandis que quatre paliers HT (48% du gaz relâché) donnent $3,95 \pm 0,46$ Ma, avec un rapport Ar_i de 287 ± 61 et un MSWD acceptable de 2,1.

Muscovite TK804

Elle présente une isochrone nette (fig. 68f) correspondant à un spectre d'âge relativement plat simplement marqué par une légère bosse (fig. 68e). Hammerschmidt et Frank [1991] ont montré que ce type de bosse résulte d'un rajeunissement incomplet de reliques de phengite dans la muscovite. L'âge isochrone de 5 Ma correspond au refroidissement succédant à la formation des dômes.

Muscovites TK727 et TK729 (fig. 68g-h-i)

Les deux spectres d'âge obtenus sont clairement différents. TK729 présente un spectre en escalier.

A l'exception de premier palier, les âges augmentent progressivement de 9,0 à 9,5 Ma. La raison de cette faible variation pourrait être liée à une légère déformation tardive qui affecte les muscovites de cet échantillon. Les paliers les plus jeunes pourraient provenir des grains les plus déformés donc susceptibles de moins bien retenir l'Ar radiogénique. TK727 présente un plateau à $8,37 \pm 0,07$ Ma contenant 90% de l'Ar relâché. La différence d'1 Ma entre ces deux échantillons proches et de même nature semble surprenante à première vue. Ceci peut s'expliquer de deux manières: soit en invoquant le problème de déformation des minéraux décrit ci-dessus; soit par la présence d'un mélange de populations muscovite-phengite qui influe sur la rétention, la phengite étant plus rétentive que la muscovite [Dalh, 1995]. Un diagramme d'Ar cumulé vs T (fig. 68i) montre que les deux échantillons présentent exactement les mêmes caractéristiques de dégazage, ce qui n'est pas en faveur de la seconde proposition.

2.e. Implications tectoniques

Les trois ensembles datés ont fourni des âges de refroidissement similaires, quelque soit l'unité tectonique dont ils dépendent (Karakorum ou Ladakh-Himalaya).

Dans le Karakorum, la phase de plissement isoclinal dans le faciès amphibolite (700°C, 1 GPa) est suivie par la formation de dômes principalement en décompression (quasi-isotherme). L'injection de la syénite est contemporaine de cette seconde phase (cf. chapitre III et IV). On peut raisonnablement considérer que l'âge de 7-7,7 Ma enregistré par l'amphibole de TK505 correspond à la phase d'exhumation et de refroidissement suivant la phase de formation des dômes. En extrapolant linéairement le taux de refroidissement moyen obtenu ci-dessous pour TK505, on peut estimer un âge maximum de 9 Ma pour cette phase de déformation.

Le problème de la température de fermeture la plus appropriée à considérer pour chaque phase minérale en fonction de la présence ou non de fluides hydrothermaux est discutée dans Villa *et al.* [1996]. Pour une discussion plus complète de la littérature antérieure, voir également Villa et Puxeddu [1994]. Dans le cas du Karakorum, il peut être approprié d'utiliser les températures de fermeture estimées récemment pour un refroidissement en conditions anhydres [amphiboles, $570 \pm 20^\circ\text{C}$: Kamber *et al.*, 1995; muscovite, $550 \pm 20^\circ\text{C}$: Hammerschmidt et Frank, 1991; biotite, $450 \pm 50^\circ\text{C}$: Villa et Puxeddu, 1994]. En fait, nos observations suggèrent que l'activité fluide a été variable dans les trois lithologies considérées. L'amphibole ne semble pas avoir été affectée par des réactions rétrogrades de basse température, celle-ci étant paragénétique et non actinolitique. Aussi on peut probablement lui attribuer une température de fermeture du système isotopique vers 550°C . A l'opposé, la paire d'échantillons de muscovite TK727 et 729, très proches, présente une différence d'âge qui n'est pas justifiée par le régime

thermique substantiellement identique de ces deux échantillons. Ceci souligne dans ce cas l'importance de processus rapides comme la recristallisation induite par la déformation ou assistée par les circulations fluides.

Le refroidissement de la syénite d'Hemasil a été réellement rapide. Entre 7,5 Ma et l'actuel, le taux de refroidissement moyen défini par l'âge de l'amphibole a été d'environ 75 K/Ma, ceci sans considérer les épisodes d'accélération et de ralentissement des taux d'exhumation. Un taux moyen de refroidissement encore plus élevé d'environ 110 K/Ma est fourni par l'âge de 5 Ma de la muscovite TK804 d'Aralter.

Le charriage de l'arc du Ladakh-Kohistan sur le HHC a été scellé par la leucotondhémite dont les muscovites ont enregistré des âges de fermeture compris entre 8,3 et 9,5 Ma. Ces âges sur la suture sont plus anciens que ceux enregistrés dans le KMC. Ceci pourrait s'expliquer: soit par le fait, qu'au court de leur juxtaposition, les formations froides du Ladakh-Kohistan ont refroidi rapidement les bordures des deux autres unités (HHC et KMC), plus chaudes, dans lesquelles le refroidissement a été plus lent; soit par des variations locales des taux d'exhumation.

2.f. Conclusions

Le refroidissement dans le Karakorum apparaît aussi récent que rapide. Une roche du faciès amphibolite associée aux dômes a refroidi de 550 K en 7,5 Ma, c'est à dire de 75 K/Ma. En supposant de façon simple un refroidissement linéaire et en extrapolant, on peut estimer un pic de température ($\approx 700^\circ\text{C}$) environ 1-2 Ma plus ancien que l'âge de l'amphibole, c'est à dire vers 9 Ma. Ce dernier âge est très proche de celui des mouvements enregistrés sur la limite HHC/Ladakh-Kohistan et il n'est pas irraisonnable de suggérer qu'il y ait une relation directe de cause entre le charriage au Sud et la formation des dômes dans le Karakorum. Des âges miocènes similaires ont été obtenus par différentes méthodes sur d'autres secteurs du KMC: $4,7 \pm 0,2$ à $7,1 \pm 0,3$ Ma en K-Ar sur des biotites d'orthogneiss granitiques du dôme de Dassu [Searle *et al.*, 1989], $7,0 \pm 0,3$ Ma en K-Ar sur une muscovite provenant d'un marbre à l'Ouest du dôme de Dassu [D.C. Rex dans Searle, 1991], et $6,7 \pm 0,5$ Ma en U-Pb sur 3 fractions de monazite tirées de micaschistes situés à l'Est du dôme de Dassu [Smith, 1993]. Ces âges, ainsi que ceux obtenus en K-Ar et Ar-Ar sur le granite du Baltoro [cf. synthèse dans Searle, 1991] et d'autres plutons granitiques du batholite axial [Le Fort *et al.*, 1983] sont les plus jeunes du Karakorum.

Les âges Ar-Ar obtenus ici sont également très semblables à ceux trouvés au Sud dans le cristallin du Haut Himalaya du Nanga Parbat [Zeitler *et al.*, 1989 et 1993; Zeitler et Chamberlain, 1991]. Prenant en considération que la suture de l'Indus-Tsangpo n'était déjà plus active durant cette période, il est nécessaire de considérer que la totalité de la zone a été exhumée rapidement et récemment. Les mécanismes et les raisons

de cette exhumation sont toujours débattus, mais il est important de noter que dans la zone étudiée ici, les failles normales sont pratiquement absentes, ce qui implique que la zone subissant une dénudation crustale rapide est grande.

Finalement, le fait que le dôme de syénite et la lentille de leucotrondhjémite, tous deux à forte affinité mantellique, aient produit des âges aussi jeunes,

démontre que le manteau est impliqué dans ce processus et qu'il peut être responsable pour une large part du rajeunissement catastrophique de la lithosphère.

Un travail ultérieur nous permettra de faire la part entre les problèmes spécifiquement minéralogiques, notamment les contrôles non thermiques du système isotopique, et le schéma régional de variation des âges isotopiques contrôlé par les structures tectoniques.

Late Miocene to Early Pliocene tectonometamorphism and cooling in south-central Karakorum and Indus-Tsangpo suture, Chogo Lungma area (NE Pakistan)

Igor M. Villa ¹, Yves Lemennicier ² and Patrick Le Fort ²

¹*Isotopengeologie, Mineralogisch-Petrographisches Institut, Erlachstrasse 9a, 3012 Bern, CH*

²*LGCA-CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble, France*

ABSTRACT

The Chogo Lungma glacier is located at the northeastern edge of the Nanga Parbat - Haramosh spur where the Ladakh - Kohistan arc formations are laminated between the Karakorum and High Himalaya units. In the Karakorum metamorphic complex, metamorphism of a pelitic and granitic protolith took place in two tectonometamorphic phases. Isoclinal folds ($\approx 700^{\circ}\text{C}$, 1 GPa) were followed by doming ($\approx 630\text{--}700^{\circ}\text{C}$, 400–750 MPa) in a compressional climax (Lemennicier et al., this volume). One hornblende and two biotites associated to syntectonic magmatism with mantle affinities, contemporaneous of doming, give cooling ages between 3.0 and 7.7 Ma. A muscovite from an orthogneiss in the Karakorum gives an age of 5 Ma. Fast cooling (70–110 K/Ma) has prevailed ever since. Two muscovites from a foliated intrusion emplaced on the thrust of the Ladakh-Kohistan arc over the High Himalaya Crystallines have ages of 8.2 and > 9 Ma (despite being collected in the same locality), dating the thrust at just before 9 Ma. All this points to a coeval tectonometamorphism and thrusting in that area during the Tortonian.

Tectonophysics (1996) 260, 201–214

Reproduit avec l'aimable autorisation
de Elsevier Science Publishers B.V.

Chapitre VI

SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

1. - APPORTS DE CE TRAVAIL À LA GÉOLOGIE DU KARAKORUM

1.a. Un nouveau découpage géologique du KMC

Nos relevés cartographiques nous ont amenés à adopter un autre découpage que celui proposé par Desio [1964] et Desio *et al.* [1985].

Les formations métasédimentaires (fig. 3), constituées de marbres dolomitiques, de quartzites, de micaschistes et de quelques orthogneiss regroupent la "formation de Dumordo" de Desio et les roches (rattachées par cet auteur aux amphibolites d'Askore et à la "formation du Ganto La") affleurant dans le secteur du Spantik et le long de la vallée de Niamur jusqu'à Tisar. La limite Ladakh - Karakorum passe donc dans le secteur du Ganto La, entre les vallées de Turmik et de Niamur, et vient se brancher sur la vallée de la Shigar.

Nous avons distingué, dans ce qui correspond à peu près au "Ganchen Complex" de Desio, essentiellement composé de gneiss, une formation dominée par des orthogneiss (orthogneiss du Mangol Bluk) d'une formation dominée par des paragneiss (paragneiss de la Basha), ainsi qu'une zone de gneiss migmatitiques près d'Arandu (fig. 3). Aucun marbre n'est associé à ces formations de gneiss contrairement à ce que décrivait Desio. Les structures observables dans les gneiss du Mangol Bluk et de la Basha semblent se prolonger parfaitement en direction de la vallée de la Braldu, à l'Est. Il n'y aurait donc pas lieu de distinguer ces gneiss de ceux observables dans le dôme de Dassu ("gneiss de Dassu" de Desio).

1.b. Une limite Ladakh - Karakorum replissée ?

Cette limite est issue de la collision crétacée entre l'arc et le Karakorum (cf. discussion au chapitre I). Son tracé, tel que le font apparaître nos relevés cartographiques (fig. 3), est sinueux entre les vallées de Turmik et de Niamur, semblant dessiner des plis parallèles à ceux observés dans Niamur. Par ailleurs des faciès se rapportant au Ladakh (conglomérats polygéniques) se retrouvent intercalés dans les métasédiments du KMC fortement replissés [Le Fort et Pêcher, 1995]. Ceci peut signifier que la limite crétacée est reprise par les phases de structuration cénozoïques dont la principale s'exprime par des plis isoclinaux à vergence Sud.

Nous avons de plus proposé (chapitre IV) que l'occurrence d'orthogneiss de type Hunza ou Ghamu Bar (batholite axial du Karakorum) dans les formations du Ladakh (vallée de Remendok) pourrait également s'expliquer par ce plissement de la suture. L'autre interprétation possible est que l'intrusion de ce pluton de type "Karakorum" dans les formations d'arc soit

postérieure à la phase d'accrétion. Dans le premier cas (plissement), on devrait retrouver, associés au granitoïde, des restes d'un encaissant semblable aux formations métasédimentaires du KMC. Or cet encaissant semble constitué d'amphibolites. L'hypothèse du plissement pour expliquer la position "anormale" de ces granitoïdes est donc probablement à rejeter.

L'activation récente du MKT, qui est, par contre, à peu près linéaire depuis la vallée de la Hunza à l'Ouest, jusqu'à celle de la Shigar [Le Fort et Pêcher, 1995], reprend approximativement le tracé de l'ancienne limite crétacée, rendant plus difficile l'observation. Un réexamen plus méticuleux de cette limite Ladakh-Karakorum est donc nécessaire afin de confirmer (ou d'infirmar!?) l'hypothèse du plissement.

1.c. Une évolution tectonométamorphique du KMC récente

Nous avons mis en évidence dans le secteur du Chogo Lungma une structuration tectonométamorphique en deux phases principales: une phase majeure D1 de plissement isoclinal à vergence Sud suivie d'une phase de formation de dômes D2 (chapitre III).

Au Nord du Chogo Lungma, où la phase D1 est la mieux préservée, les plis isoclinaux ont une direction ~N110°E à pendage Nord et des plongements d'axe variables dans le plan d'appâtissement. Le régime de déformation dominant est l'aplatissement, avec un taux atteignant 10/1. La schistosité est plan-axiale et définit la foliation métamorphique régionale. Elle porte une paragenèse à Grt-Bt-Mu-Ky dans le secteur des dômes de gneiss et à Grt-Bt-Mu-St dans les formations métasédimentaires. Les conditions du pic de métamorphisme M1 dans les gneiss sont de 620 - 730°C pour 7,5 - 11 kbar.

La déformation D2 correspond au développement de structures coniques définissant des dômes d'allongement ~ N110°E à N140°E. Elle s'observe particulièrement bien le long de la vallée de la Basha dans le dôme de gneiss du Mangol Bluk où les plis isoclinaux issus de D1 sont replissés. Cette déformation entraîne l'étirement et le boudinage des minéraux M1 et s'accompagne du développement de sillimanite. Elle correspond à une évolution métamorphique en décompression (7,5 à 4 kbar) et très faible diminution de température. Nous proposons un modèle d'extrusion verticale à composante dextre de la croûte moyenne pour expliquer la formation de ces dômes (chapitre III).

Nos observations structurales et pétrographiques ainsi que le modèle d'évolution tectonométamorphique que nous proposons s'opposent en particulier au modèle préconisé par Allen et Chamberlain [1991]. Ces derniers définissent une phase de métamorphisme régional M1

suivie de la mise en place de nappes de charriage "inversant" la séquence métamorphique originelle (mettant les roches de moyenne pression à disthène sur des roches de plus basse pression à sillimanite), puis d'une phase de dômes thermiques. Le modèle de Searle et Tirrul [1991] insiste principalement sur les aspects pétrographiques et thermo-barométriques du métamorphisme en négligeant les aspects structuraux. Il ne décrit qu'une phase de métamorphisme régional définissant la foliation principale et des métamorphismes de contact autour des intrusions (Hushe, Muztagh, K2, Baltoro). Ce modèle est difficilement transposable dans notre secteur d'étude.

Nos études géochronologiques [Villa *et al.*, 1996 - chapitre V] ont fourni des âges de refroidissement: (i) de 7,7 à 3,0 Ma consécutifs à la formation des dômes et à la mise en place d'un magmatisme syntectonique (Hemasil); et (ii) de 8,2 à > 9 Ma marquant une phase de mouvement sur la (proche) limite Ladakh - Haut Himalaya. Les premières de ces données, qui se rapprochent des âges de $6,7 \pm 0,5$ Ma en U-Pb sur monazites obtenues sur des micaschistes du dôme de Dassu, juste à l'Est de la Basha [Smith, 1993], nous permettent d'estimer un âge de formation des dômes d'environ 9 Ma, soit au Tortonien. Cet âge est similaire à ceux obtenus sur la limite tectonique proche. Les vitesses de refroidissement que nous estimons, de plus, sur les dômes sont très rapides [70 - 110 K.Ma⁻¹, Villa *et al.*, 1996 - chapitre V]. Par ailleurs, la forme du chemin P-T que nous enregistrons suppose que M1 et M2 font partie d'un continuum métamorphique, avec un temps écoulé relativement court entre ces deux événements. Nous suggérons un âge oligocène à début miocène pour M1, c'est à dire pour la phase de plissement isoclinal D1 (chapitre III).

Ceci pose le problème de l'âge du métamorphisme dans le Karakorum. En effet, certains plutons, comme ceux du Mango Gusor et du Baltoro ont été utilisés comme marqueurs chronologiques de la structuration dans le Karakorum [ex.: Bertrand *et al.*, 1988; Allen et Chamberlain, 1991; Searle et Tirrul, 1991]. Cependant leurs relations exactes avec ces structures ne sont pas toujours claires. Le granite du Mango Gusor est décrit comme sécant sur toutes les structures métamorphiques [Searle et Tirrul, 1991]. Or, son âge de cristallisation de $37 \pm 0,8$ Ma [U-Pb sur zircon, Parrish et Tirrul, 1989] est plus ancien que les âges de refroidissement associés aux derniers événements métamorphiques, en particulier les $6,7 \pm 0,5$ Ma sur monazite obtenus sur le dôme de Dassu, juste à l'Ouest du Mango Gusor par Smith [1993]. Il est à noter que sur la carte publiée par Searle *et al.* [1996], le pluton du Mango Gusor est désormais limité de part et d'autres par des failles. D'autre part, le granite du Baltoro qui a fourni des âges de cristallisation de 21 à 25 Ma [U-Pb sur zircon et monazite, Parrish et Tirrul, 1989; Schärer *et al.*, 1990] est-il syntectonique comme le suggèrent les foliations observées sur sa bordure [Bertrand et Debon, 1986; données inédites de

P. Le Fort sur le secteur de Biafo] ou non [Searle et Tirrul, 1991; Searle, 1991]? Dans le premier cas, qui nous semble le plus probable, il pourrait être contemporain de la phase de plissement isoclinal qui affecte le Karakorum.

Il apparaît donc nécessaire de réexaminer les relations de ces deux plutons avec leur encaissant par rapport aux structures régionales.

1.d. Des plutonismes variés dans le KMC

Nous avons distingué cinq entités plutoniques dans le KMC (chapitre IV) dont quatre sont orthogneissifiées (Bukpun, Basha, Aralter, Bolocho) et une autre est contemporaine de la formation des dômes de gneiss (Hemasil). Les plus représentées sont celles du Bukpun et de la Basha.

Les orthogneiss du Bukpun ont des compositions allant des tonalites aux adamellites, à dominante métalumineuse, et définissent une association calco-alcaline. Ils sont à considérer comme les équivalents des complexes de Hunza ou de Ghamu Bar [ex.: Le Fort *et al.*, 1983; Debon *et al.*, 1987]. Ils correspondent donc aux manifestations les plus méridionales du magmatisme de subduction créacé dans le Karakorum.

Les orthogneiss de la Basha ont principalement une composition de granites plus ou moins peralumineux et définissent une association à affinité subalcaline. Les caractères pétrographiques et géochimiques de ces granites suggèrent une origine crustale, similaire à celle des granitoïdes du Baltoro. Ils diffèrent cependant de ces derniers par: (i) leur composition essentiellement granitique (alors que Baltoro est dominé par des granodiorites et des adamellites); (ii) l'absence de faciès à amphibole; (iii) un plus faible enrichissement en Ba et Sr; et (iv) un comportement des TR lourdes très hétérogène. On ne peut donc pas considérer a priori les orthogneiss de la Basha comme de stricts équivalents des granitoïdes du Baltoro.

Les orthogneiss de Bolocho présentent une gamme de composition très étendue allant des gabbros aux adamellites, de caractère exclusivement métalumineux. Ces roches définissent une association subalcaline et semblent dériver d'un magma ayant subi une différenciation par cristallisation fractionnée. Les caractères pétrographiques et géochimiques de cet ensemble en font une sorte d'intermédiaire entre des complexes subalcalins francs du type Batura ou Giraf, et le complexe alcalin du Koz Sar [ex.: Debon, 1995; Debon et Khan, 1996; Debon *et al.*, 1996].

Le pluton orthogneissifié d'Aralter est constitué d'une granodiorite leucocrate légèrement peralumineuse définissant une association subalcaline sodique. Cette granodiorite ne se rapproche d'aucun magmatisme

connu ailleurs dans le Karakorum.

Le pluton d'Hemasil est une syénite syntectonique contemporaine de la formation des dômes de gneiss. Il a fourni des âges de refroidissement allant de 7,7 à 3,0 Ma et sa mise en place est estimée à ~ 9 Ma [Villa *et al.*, 1996 - chapitre V]. Ce pluton potassique très enrichi en éléments en traces et terres rares présente des ϵ_{Nd} de +3 à +4,3 et des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ de 0,70433 à 0,70552. Ces caractères géochimiques suggèrent qu'il est issu d'une source mantellique enrichie. La variabilité des compositions en éléments en traces et terres rares peuvent s'expliquer par de la contamination crustale, sans cependant suivre strictement un modèle d'AFC. Des réactions à haute température avec l'encaissant carbonaté lors de la mise en place finale du pluton pourraient expliquer le léger enrichissement en Sr radiogénique.

Les données encore parcellaires sur les plutons existants dans les autres secteurs du Sud Karakorum, tant à l'Est qu'à l'Ouest du Chogo Lungma [par exemple, Hushe: Crawford et Searle, 1992; Sumayar: Crawford et Searle, 1992; Mango Gusar: Searle, 1991] suggèrent une hétérogénéité encore plus grande. Afin de les comparer, leur inventaire doit être poursuivi.

Quelques points sont à souligner:

- de fortes analogies existent entre certains granitoïdes du KMC (Bukpun, Bolocho, Basha ?) et ceux du batholite axial ou du Nord Karakorum. Ceci, (i) signifie que le plutonisme dans le KMC est très certainement, pour une bonne part, au plus d'âge crétacé et (ii) pose le problème des limites exactes du batholite axial (cf. ci-dessous). On pourrait par ailleurs tenter de comparer l'ensemble du KMC aux formations sédimentaires et plutoniques peu métamorphiques du Nord Karakorum;

- la syénite d'Hemasil, qui apparaît contemporaine de la formation des dômes de gneiss vers 9 Ma, montre que les processus qui gouvernent l'évolution tectono-magmatique récente du Sud Karakorum impliquent le manteau sous-continental. Sa mise en place peut être en partie contrôlée par le MKT. Une composante de décrochement dextre est très probablement associée aux mouvements le long de cet accident qui, dans le secteur d'étude, est verticalisé (chapitre III). Les grands accidents décrochants semblent en effet avoir une influence déterminante sur l'ensemble des processus géologiques mis en jeu dans cette partie Ouest de l'orogène himalayen.

1.e. Un batholite axial du Karakorum discontinu et complexe

On retrouve en effet des plutons de type Hunza dans le KMC mais également dans les formations d'arc ou d'arrière-arc du Ladakh-Kohistan (échantillons de

Remendok rattachés à l'ensemble "orthogneiss du Bukpun"). Le plutonisme anté-collision continentale du batholite axial est donc fortement impliqué dans les phases de structuration tectonométamorphique post-collisionnelles même si l'intensité de celles-ci diminue progressivement vers le Nord. Par ailleurs, dans la zone axiale proprement dite, il subsiste de nombreux panneaux métasédimentaires entre les granitoïdes (fig. 25). On pourrait proposer de rattacher cette zone axiale au KMC. Dans ce cas, la dénomination de "batholite axial" n'aurait plus beaucoup de sens. Ce serait cependant négliger le fait que: (i) cette zone a été depuis longtemps distinguée du reste du Karakorum par sa nature principalement plutonique, en opposition d'une part au Sud Karakorum, dominé par des faciès métasédimentaires, et d'autre part au Nord Karakorum, surtout constitué de formations sédimentaires peu métamorphiques; (ii) qu'elle sépare d'Est en Ouest ces deux derniers ensembles. Il semble donc souhaitable, pour éviter les confusions, de conserver cette dénomination de "batholite axial" en précisant qu'il se restreint à la zone à dominante plutonique qui s'étend depuis le complexe plutonique du Baltoro et les gneiss du K2 à l'Est, jusqu'à la Haute Yarkun, à l'Ouest du col de Darkot en passant par le complexe plutonique de Hunza. Il comprend également le complexe de Ghamu Bar.

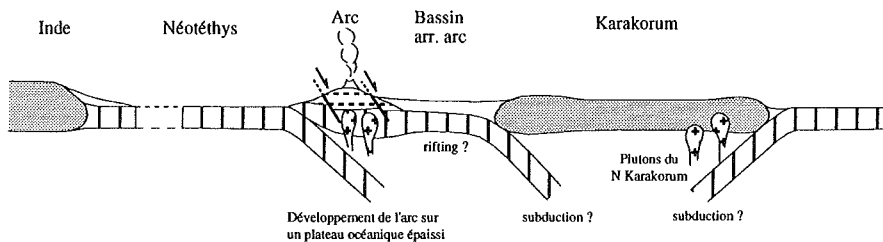
1.f. Existe-t-il des (et où sont les) limites tectoniques dans le KMC?

S'il existe peut-être des zones de chevauchement [ex.: Bertrand *et al.*, 1988; Allen et Chamberlain, 1991], elles restent cependant encore à localiser précisément. Bertrand *et al.* [1988] ont proposé une limite tectonique (le Ghama Sokha Lumbu thrust) dans le KMC au Nord de la Braldu. Si on prolonge cette limite dans notre secteur d'étude, elle passerait entre les gneiss qui constituent le Ganchen (gneiss de la Basha et du Mangol Bluk) et la bande de métasédiments située au Sud de l'orthogneiss d'Aralter. Il s'agit en fait ici d'une limite lithologique et nous n'avons pas noté la présence de mylonites ou de fort cisaillement entre orthogneiss et métasédiments. De même, la superposition de nappes (nappe de la Braldu à disthène superposée à une nappe de Dassu à sillimanite) proposée par Allen et Chamberlain [1991] ne s'accorde pas avec nos observations puisque la sillimanite y est postérieure au disthène (chapitre III).

Plus à l'Ouest, le long de la vallée de Hunza, Debon *et al.* [1987] ont montré que le contact Sud de la méta-granodiorite de Hunza avec les formations du KMC était net et concordant avec la foliation régionale observable dans les granitoïdes et les métasédiments (avec un pendage de 55° vers le NE). Dans ce secteur, le KMC présente une zonation métamorphique inverse allant du faciès amphibolite au contact des granitoïdes jusqu'au faciès schiste vert vers le Sud [ex.: Broughton *et al.*, 1985]. Ce contact granodiorite de Hunza - KMC pourrait donc correspondre à une zone de chevauchement.

a
120 - 101 Ma

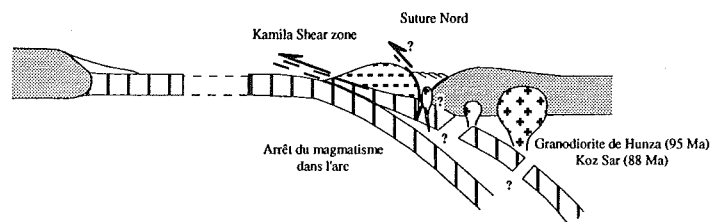
Double subduction
Néotéthys et
arrière-arc



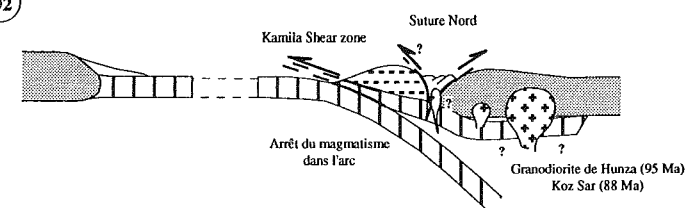
b1

101 - 85 Ma

Collision Arc - Karakorum



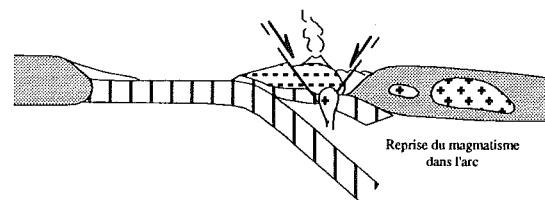
ou **b2**



c

85 - 65 Ma

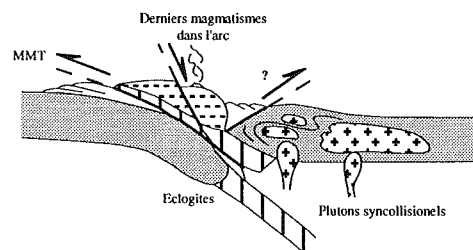
Subduction de la Néotéthys



d

65 - 45 Ma

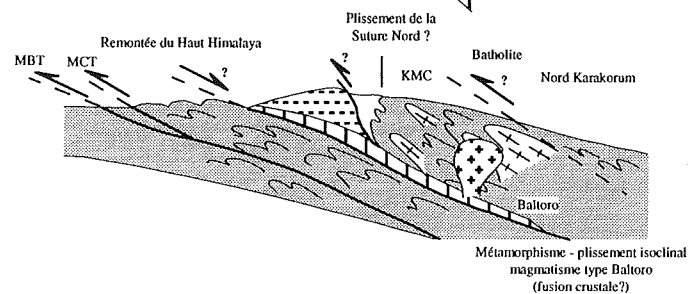
Collision continentale



e

45 (?) - env. 10 Ma

Subduction continentale



Echelles non respectées

FIG. 69 - Schéma d'évolution géodynamique possible de la syntaxe Ouest depuis ~ 120 Ma jusqu'à ~ 10 Ma.

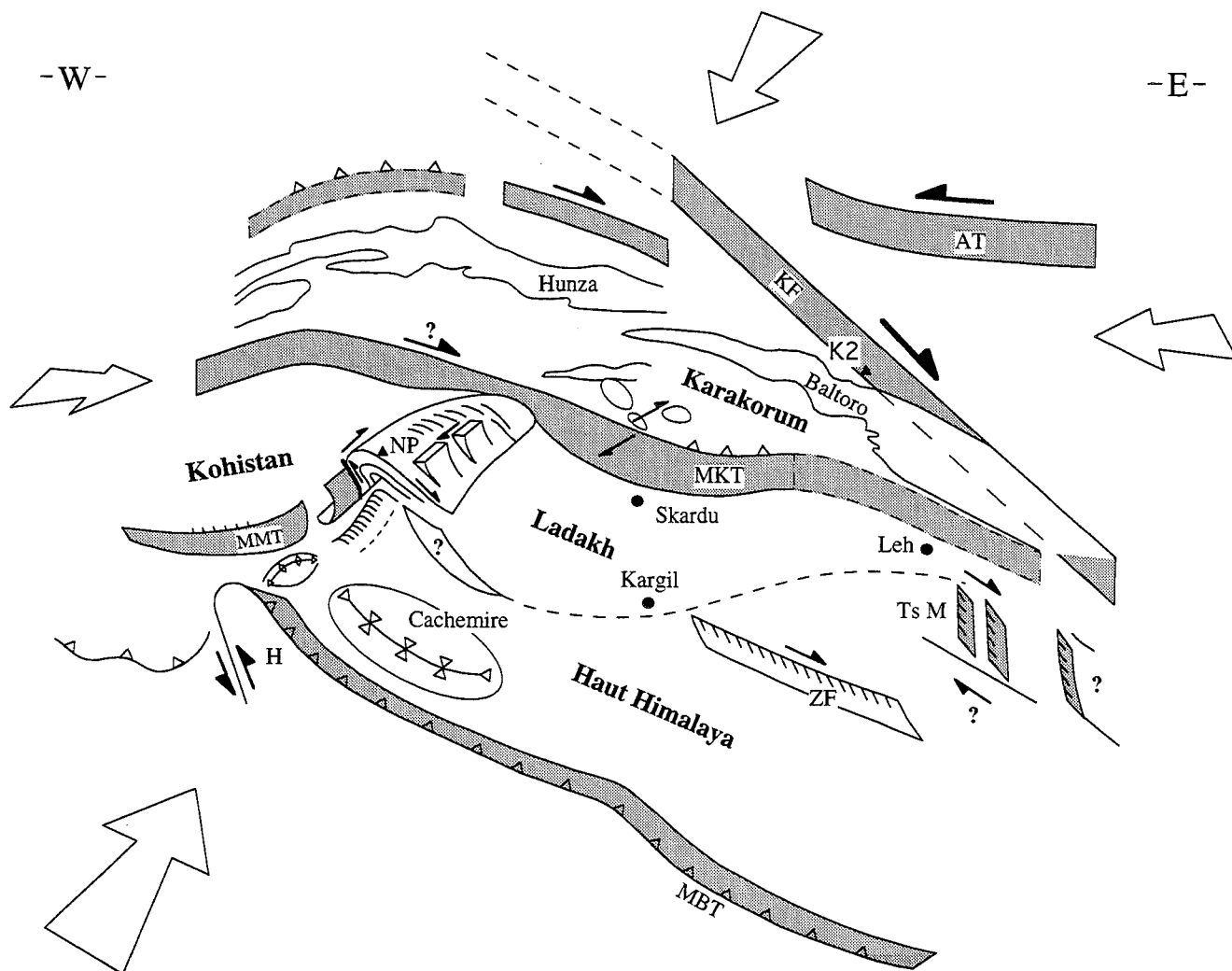


FIG. 70 - Schéma en trois dimensions illustrant l'évolution géodynamique récente (depuis ~10 Ma) de la syntaxe Ouest. AT: Altin Tagh; H: Hazara; KF: Faille du Karakorum; MBT: Main Boundary Thrust; MKT: Main Karakorum Thrust; MMT: Main Mantle Thrust; N.P.: Nanga Parbat; TsM: Tso Morari; ZF: Zaskar Fault.

chement. Il peut cependant aussi correspondre à une ancienne limite d'intrusion déformée et remplissée lors de la phase de structuration métamorphique régionale (plis isoclinaux).

1.g. Une évolution géologique récente du Karakorum similaire à celle du Haut Himalaya du Nanga Parbat Haramosh.

Nous avons donc décrit une évolution tectonométamorphique récente dans le Sud Karakorum, associée à du magmatisme (la syénite d'Hemasil), et des taux de refroidissement rapides post-tortonien. Des vitesses de dénudation rapides et récentes ont par ailleurs été estimées dans d'autres secteurs du Karakorum: 0,9 mm.an⁻¹ depuis 7 Ma dans le dôme de Yagzil [Poupeau *et al.*, 1991]; 3 à 6 mm.an⁻¹ depuis 5 Ma dans les gneiss du K2 [Foster *et al.*, 1994].

Ces données sont à rapprocher de celles récemment obtenues sur le NPHM: métamorphisme et magmatisme miocène supérieur à pléistocène, liés à une décompression rapide [Smith *et al.*, 1992; Zeitler *et al.*, 1993]; taux de dénudation de 5 à 7 mm.an⁻¹ depuis 5 Ma [Winslow *et al.*, 1994]; gradient géothermique atteignant ou dépassant 100°C.km⁻¹ [Craw *et al.*, 1994; Winslow *et al.*, 1994]; structure en dôme s'amortissant vers le Nord de la syntaxe [ex.: Treloar *et al.*, 1991].

Autant de similitudes suggèrent que des processus identiques contrôlent l'édification de ces deux entités géologiques au moins depuis le Miocène terminal (cf. le schéma proposé ci-dessous).

2. - UN SCHÉMA POSSIBLE D'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA SYNTAXE OUEST

En élargissant notre point de vue à l'ensemble de la syntaxe Ouest himalayenne, on peut tenter de proposer un schéma d'évolution synthétique depuis le Crétacé (fig. 69) prenant en compte de nos observations et les données bibliographiques récentes.

Entre 120 et 101 Ma (fig. 69-a) les plutons du Nord Karakorum [Ogasawara *et al.*, 1994; Debon *et al.*, 1996] et du col de Darkot [Debon *et al.*, 1987] se mettent en place dans le Karakorum. Leur position très septentrionale dans le Karakorum (qui a subi depuis un fort raccourcissement) peut suggérer qu'ils soient le produit d'une subduction vers le Sud de la Paléotéthys située entre la microplaque du Karakorum et le Pamir par analogie avec l'Afghanistan central [Le Fort *et al.*, 1983]. L'existence de formations océaniques au nord du Karakorum n'a cependant pas encore été prouvée. Ces plutons pourraient tout aussi bien être le résultat d'une subduction vers le Nord située sous la marge Sud du Karakorum [Debon *et al.*, 1996], les distances trench-arc en domaine de marge continentale active allant de 100 à 600 km [Cross et Pilger, 1982].

Au Sud de la marge méridionale du Karakorum, une

phase de subduction intra-océanique entraîne l'édification de l'arc insulaire du Ladakh - Kohistan. Ce dernier se met en place sur un substratum ophiolitique observable dans le secteur de Dras au Ladakh [Reuber *et al.*, 1991] et le long de la suture de l'Indus au Sud du Kohistan [Jan *et al.*, 1993]. La présence de basaltes de type MORB dans les amphibolites de Kamila, au Kohistan, a suggéré à Treloar *et al.* [1995] que l'arc se soit développé sur un plateau océanique, donc sur une croûte océanique préalablement épaissie. Selon Khan [1994], pendant que cet arc s'édifie, d'importantes formations sédimentaires et/ou volcaniques (Gilgit, Chalt, Yasin) se mettent en place dans le bassin arrière-arc, siège d'une expansion océanique. Treloar *et al.* [1995] notent des alternances de magmatisme tholéitique et calco-alcalin au cours du temps qu'ils associent respectivement à de l'extension et de la compression. Ils placent ainsi deux phases d'extension dans l'arc.

C'est vers 103 à 101 Ma que sont intrusifs dans l'arc Ladakh - Kohistan, les plutons calco-alcalins, actuellement déformés, qui fixent l'âge maximal de la collision Arc-Karakorum [Honegger *et al.*, 1982; Petterson et Windley, 1985 - Cf. chapitre I].

C'est entre 101 et 85 Ma (fig. 69-b) qu'on peut placer cette collision (cf. chapitre I), qui s'exprime au Sud par la formation de la zone de cisaillement de Kamila [Khan *et al.*, 1993] et au Nord par la fermeture de la Suture Nord ou Suture de la Shyok [ex.: Pudsey, 1986]. C'est également au cours de cette période que se met en place la granodiorite de Hunza, première phase majeure de magmatisme dans le Karakorum [Le Fort *et al.*, 1983] ainsi que d'autres plutons d'extension plus restreinte comme le complexe alcalin de Koz Sar [Debon et Khan, 1996]. On peut se demander ici ce que devient le substratum océanique du bassin arrière-arc. On peut proposer deux schémas:

(i) soit il se rompt et plonge rapidement dans le manteau (fig. 69-b1). Dans ce cas, l'imposant magmatisme de type Hunza pourrait être induit par l'addition des fluides issus de cette plaque en cours de rupture et du plan de subduction situé au Sud du Ladakh-Kohistan;

(ii) soit il vient se plaquer sous le Karakorum et le magmatisme de type Hunza ne serait alors induit que par le plan de subduction situé au Sud du Ladakh-Kohistan (fig. 69-b2). Quelques plutons de type Hunza pourraient, dans les deux cas, se mettre en place dans les formations d'arrière arc prises dans la zone de suture de la Shyok (chapitre IV).

A partir de 85 Ma, on assiste à la reprise du magmatisme dans l'arc du Ladakh-Kohistan - alors devenu un arc de type andin - probablement à la faveur d'une phase d'extension post-collision [Treloar *et al.*, 1995; et discussion au chapitre II]. Selon ces auteurs, ce magmatisme, qui fournit les plutons et volcanites non déformés de cet arc, cesse à partir de 75 Ma. Ce nouvel arrêt pourrait traduire une reprise en régime compressif. Aucun plutonisme n'est connu dans les formations du Karakorum à cette période.

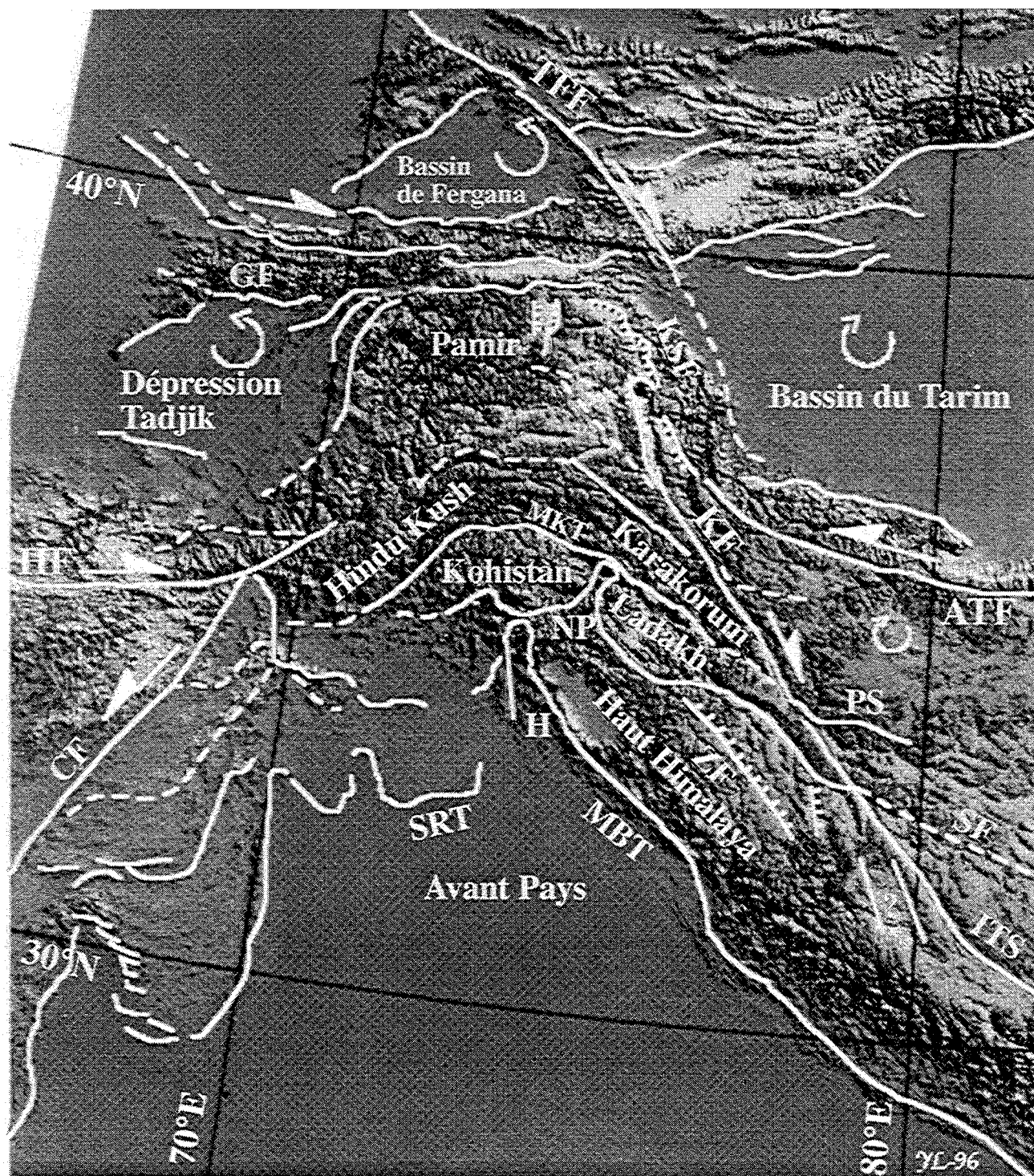


FIG. 71 - Agrandissement de la partie Nord-Ouest du Digital Elevation Model (DEM) de Fielding *et al.* (1994). Nous avons reporté sur cette image un certain nombre des limites tectoniques actuellement connues ou supposées ainsi que les mouvements relatifs des principaux blocs. ATF: Altyn Tagh Fault; CF: Chaman Fault; GF: Ghissar Fault; H: Hazara; HF: Herat Fault; ITS: Indus Tsangpo Suture zone; KF: Karakorum Fault; KrF: Karasu Fault; KSF: Kongur Shan Fault; MBT: Main boundary Thrust; MF: Misgar Fault; MKT: Main Karakorum Thrust; MMT: Main Mantle Thrust; NP: Nanga Parbat; PS: Pangong Suture; SF: Shiquanhe Fault; SRT: Salt Range Thrust; TFF: Talass Fergana Fault; TM: Tso Morari; ZF: Zaskar Fault.

Entre 65 et 45 Ma selon les auteurs, se place le début de la collision continentale (fig. 69-d). Les formations de l'arc du Ladakh -Kohistan se retrouvent charriées sur les formations sédimentaires de la marge indienne le long du MMT. Les élogites de Kaghan [ex.: Pognante et Spencer, 1991; Spencer *et al.*, 1995; et synthèses dans Spencer, 1996 et Spencer et Gebauer, 1996] et celles du Tso Morari [Guillot *et al.*, 1995; De Sigoyer *et al.*, 1996 et en prép.] témoignent que certaines formations de la plaque indienne sont rapidement enfouies à grande profondeur (plus de 60 km), avec un pic de métamorphisme de l'assemblage élogitique situé vers 49 Ma pour Kaghan [Tonarini *et al.*, 1993].

Les dernières volcanites de la partie Kohistan de l'arc (le groupe de Dir) se mettraient en place vers 60 - 55 Ma à la faveur de structures en extension [Treloar *et al.*, 1989, 1995] contemporaines du raccourcissement N-S principal (extension en régime d'hypercollision). De même, dans la partie Ladakh, le granite de Shey, près de Leh, se met en place à $60,8 \pm 0,4$ Ma [U-Pb sur monazite/allanite; Schärer *et al.*, 1984]. C'est aussi à cette époque que le complexe de Batura se met en place dans le Karakorum, dans la partie Nord du batholite axial [Debon, 1995].

Depuis la collision jusqu'à 10 Ma (fig. 69-e), la subduction de la plaque indienne sous la plaque asiatique provoque un fort épaississement crustal. La migration progressive de la déformation et des fronts de chevauchement vers le Sud (MMT, MCT, puis MBT) permet la remontée des niveaux profonds du Haut Himalaya.

Le Karakorum subit une phase de plissement isoclinal symmétamorphe (phase D1, chapitre III) qui atteint son paroxysme dans le KMC au Sud mais affecte aussi pour une large part les plutons crétacés de la zone axiale. La Suture Nord crétacée, entre l'arc du Ladakh -Kohistan et le Karakorum, est reprise dans ces déformations.

C'est également au cours de cette période, vers la limite oligo-miocène, que se met en place le granite du Baltoro dans le Karakorum. Son origine est probablement à rechercher dans une fusion crustale due à un rééquilibrage thermique post-épaississement [Le Fort, 1988]. Sa nature subalcaline pourrait éventuellement s'expliquer par la présence (et la fusion partielle) de l'imposante semelle ophiolitique de l'arc du Ladakh -Kohistan (et de fragments de manteau supérieur?) entre les formations continentales de l'Inde et du Karakorum.

Vers la fin de cette période (au moins depuis 10 Ma) et jusqu'à nos jours, les mouvements de décrochement, qui s'ajoutent aux chevauchements et plissements pour accommoder le raccourcissement, deviennent déterminants sur la géométrie des structures observables dans cette partie Ouest de l'orogène himalayen. Celle-ci est en effet constituée d'un ensemble de blocs (du Karakorum, du Pamir, du Tarim, du Sud Tibet, de la dépression Tadjik, etc.) qui subissent

entre eux des mouvements relatifs de rotation. Une représentation selon une coupe N-S apparaît mal adaptée pour illustrer ces déformations. Nous proposons un schéma en trois dimensions (fig. 70).

Le Karakorum et le NPHM, qui constituent les zones les plus élevées du secteur [modèle altitudinal numérique - Digital Elevation Model: DEM - de Fielding *et al.*, 1994: fig. 71], sont situés dans une zone particulière où s'ajoutent deux raccourcissements: le raccourcissement $\sim N10^\circ$ principal; et un raccourcissement Est-Ouest localisé lié aux mouvements imposés aux limites de blocs (rotations horaire du bassin du Tarim et antihoraire de la dépression Tadjik selon les failles senestre d'Altin Tagh et dextre d'Herat respectivement, ce qui induit une sorte "d'effet de tenailles").

Dans un tel système (fig. 70), dominé par du raccourcissement selon deux directions, la déformation est accommodée par de l'extrusion verticale et du décrochement, entraînant un rapide épaississement crustal.

Les conséquences sont:

- la formation de structures en dômes en contexte compressif;
- des remontées très rapides de niveaux crustaux profonds (KMC, NPHM);
- des gradients géothermiques élevés favorisant le métamorphisme et la fusion crustale (filons du NPHM), voire celle d'un manteau métagénésé (syénite d'Hemasil).

A l'opposé, ces mêmes mouvements imposés aux limites de blocs provoquent la naissance de structures en extension dans d'autres zones avec le développement de failles normales et de dômes de gneiss en extension: dans la partie Est du Pamir [Brunel *et al.*, 1994] et dans la partie Est du Ladakh [Grabben du Tso Morari; Guillot *et al.*, 1995].

Il faut remarquer ici que, selon Searle [1996], l'activité de la faille du Karakorum aurait débuté vers 5 Ma au maximum, ce qui contredit le schéma que nous proposons. Il considère pour cela, en particulier à partir du décalage du cours de l'Indus, un déplacement maximum de 120 km le long de cette faille et une vitesse de déplacement [$\sim 32 \text{ mm.an}^{-1}$, Avouac et Tapponnier, 1992] constante depuis l'initiation. Cependant: (i) rien ne prouve que ces vitesses aient été constantes dans le temps; (ii) Le Fort [1988a], considérant que le batholite axial du Karakorum pourrait être l'équivalent de celui du Transhimalaya, suggère que le déplacement le long de la faille est d'environ 300 km, ce qui, en supposant comme Searle une vitesse constante de déplacement, donnerait environ 9 Ma de fonctionnement; (iii) selon Yin *et al.* [1996], qui en ont étudié la terminaison Sud, la faille du Karakorum est postérieure à la faille du Kailas et à la faille de détachement de la Gurla Mandhata qui fournissent des âges de refroidissement (U-Pb et Ar-Ar) compris entre 20 et 10 Ma. Elle aurait donc moins de 10 Ma, ce qui ne contredit pas a priori le point précédent; (iv) Pognante [1990] associe les filons

shoshonitiques considérés comme miocènes [22 Ma, K-Ar sur biotite, Rex *et al.*, 1988] du secteur du K2 au mouvement de la faille du Karakorum. Dans cette dernière hypothèse la faille du Karakorum serait au moins active depuis 22 Ma. On peut cependant s'interroger sur la signification de cet âge de refroidissement, les filons étant situés à proximité du granite du Baltoro qui se met en place vers 21 Ma [U-Pb sur zircon, Parrish et Tirrul, 1989].

Dans l'hypothèse d'un fonctionnement de la faille du Karakorum depuis environ 9 Ma, on remarque que cela correspond à l'âge estimé de formation des dômes de gneiss du KMC et de mise en place de la syénite d'Hemasil (chapitre V). Dès lors, le changement de régime de déformation dans le Karakorum ainsi que le magmatisme d'Hemasil pourraient effectivement être en relation avec le fonctionnement des grands accidents décrochants observables dans cette partie Ouest de l'orogène himalayen.

3. - LE PROBLÈME DU NANGA PARBAT

Les données récentes sur le NPHM et les formations environnantes ont montré qu'il était le siège, depuis moins de 5 Ma, de taux de dénudation extrêmement élevés [5 à 7 mm.an⁻¹; Winslow *et al.*, 1994] associés à un gradient géothermique fort [Craw *et al.*, 1994] provoquant du métamorphisme et du magmatisme [Zeitler *et al.*, 1993; Smith *et al.*, 1992]. Son flanc Ouest est bordé par une faille chevauchante à composante dextre [la faille de Raikot, Treloar *et al.*, 1991] ayant joué en "ciseaux" [Pêcher et Le Fort, 1996]. Son flanc Est présente dans certaines zones des jeux en faille normale [partie basse de la vallée de Stak: Verplank, 1986] et dans d'autres du décrochement dextre dominant [secteur du Stak La: Pognante *et al.*, 1993]. Par ailleurs, Le Fort et Pêcher [1995], ont montré que le MKT au front du NPHM n'était pratiquement pas déformé par ce dernier, confirmant de façon indubitable que le NPHM n'est pas un poinçon.

Si on tient compte de l'ensemble de ces données et qu'on les place dans le schéma d'évolution tectonique récente décrit précédemment (fig. 67), il est possible de proposer un modèle de formation du NPHM intermédiaire entre les modèles de Metamorphic Core Complexes en extension et le modèle de dôme en extrusion décro-verticale proposé pour le Sud Karakorum (chapitre III). Le Nanga Parbat correspondrait à un pli de rampe d'échelle crustale en forme de dôme allongé ~ N10°, se développant à la faveur d'une faille en ciseaux à vergence Ouest s'amortissant vers le Nord. Les failles normales du flanc Est du NPHM correspondent dans ce schéma à des structures d'extrados de pli. Les mouvements dextres observés sur les bordures Est et Ouest témoignent de mouvements de rotation à l'intérieur du dôme qui compliqueraient ce modèle [Treloar *et al.*, 1991].

4. - IN FINE

Le présent travail a donc mis en évidence que les granitoïdes du complexe métamorphique du Karakorum présentaient une assez grande variabilité (cinq ensembles ont été reconnus sur le secteur étudié). Plusieurs d'entre eux présentent des similitudes avec ceux déjà connus dans le reste du Karakorum et notamment le batholite axial. L'évolution magmatique de ce secteur semble donc, pour l'essentiel, associée à la subduction de la Néotéthys crétacée sous la marge asiatique et, à partir du Paléogène, à la phase de collision continentale toujours active.

Enfin, et surtout, nous avons montré qu'une large part de l'évolution structurale, métamorphique et magmatique du Sud du Karakorum est récente (moins de 10 Ma). Cette évolution semble en relation directe avec le jeu des grands accidents décrochants observables dans cette partie occidentale de l'orogène himalayen et apparaît indissociable de celle du Haut Himalaya du Nanga Parbat.

REMERCIEMENTS

Au moment où ce travail touche à sa fin, je dois avant tout remercier Arnaud Pêcher et Patrick Le Fort de m'avoir proposé ce sujet de thèse et permis de découvrir la passionnante géologie du Nord Pakistan. Ces quelques années passées à leurs côtés m'auront beaucoup appris.

Je dois aussi rendre hommage à la mémoire d'Ingrid Reuber, trop tôt disparue dans cette même région, qui m'avait fait découvrir la géologie du Ladakh au cours de mon DEA. Aucune montagne n'était assez haute, aucun désert n'était assez grand pour assouvir sa passion.

Je remercie Georges Mascles et Marc Tardy de m'avoir accueilli au sein du laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines.

Franco Rolfo a été un très agréable compagnon d'étude sur le terrain et au laboratoire. Nos échanges ont été nombreux et fructueux. Bruno Lombardo a su me faire profiter de ses connaissances encyclopédiques, permis d'avoir accès aux installations analytiques de son laboratoire de Turin et accepté de juger ce travail. Tous deux m'ont toujours accueilli avec bienveillance et disponibilité, ainsi qu'Alessandro Borghi et Piera Benna, lors de mes passages dans la cité piémontaise. Ils m'ont aidé à effectuer une grande part des analyses microsonde et fait découvrir les subtilités de la pétrologie métamorphique. Piero Pertusati m'a également fait partager une part de son expérience de géologue de terrain. A tous ces chaleureux italiens: grazie mille!

Igor Villa, autre citoyen transalpin réfugié chez les helvètes, m'a également accueilli, avec sa bonne humeur contagieuse, dans son laboratoire de Berne pour m'initier à la méthode $40\text{Ar}/39\text{Ar}$. De même, François Debon, avec beaucoup de gentillesse et de disponibilité, m'a fait partager sa connaissance des granitoïdes, en particulier de ceux du Karakorum. Enfin, Henriette Lapiere, toujours pétulante, m'a permis d'obtenir des

données isotopiques, et m'a consacré une part de son précieux temps. A tous trois, je suis profondément reconnaissant. Je les remercie également d'avoir accepté de juger, et pour le premier de rapporter, ce travail.

M. S. Hassan Gauhar m'a gracieusement accueilli au sein du Geoscience Laboratory d'Islamabad le temps de préparer quelques échantillons. Allah Bakhsh Kausar et Tasheenullah Khan m'y ont guidé avec bienveillance et bonne humeur. Je leur en sais gré.

Fertiles auront été mes discussions avec Stéphane Guillot, Jean Marc Lardeaux, Jean Michel Bertrand, Jean Charles Thomas, Elisabeth Carrio, Jean Alix Barrat, Maurizio Gaetani. Elles auront nourri ou orienté ma réflexion.

Je remercie Jean Luc Bouchez d'avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse.

Tout ce travail n'aurait pu voir le jour sans l'aide précieuse de Francis Coeur, François Sénébier, Jacques Cochet pour la préparation des échantillons à analyser. De même, Mme Nicole Valignat, à l'INPG, m'a permis de réaliser une partie des analyses microsonde sur les granitoïdes et M. K. Govindaraju, au CRPG de Nancy, a effectué les analyses géochimiques sur roches totales. Qu'ils en soient remerciés.

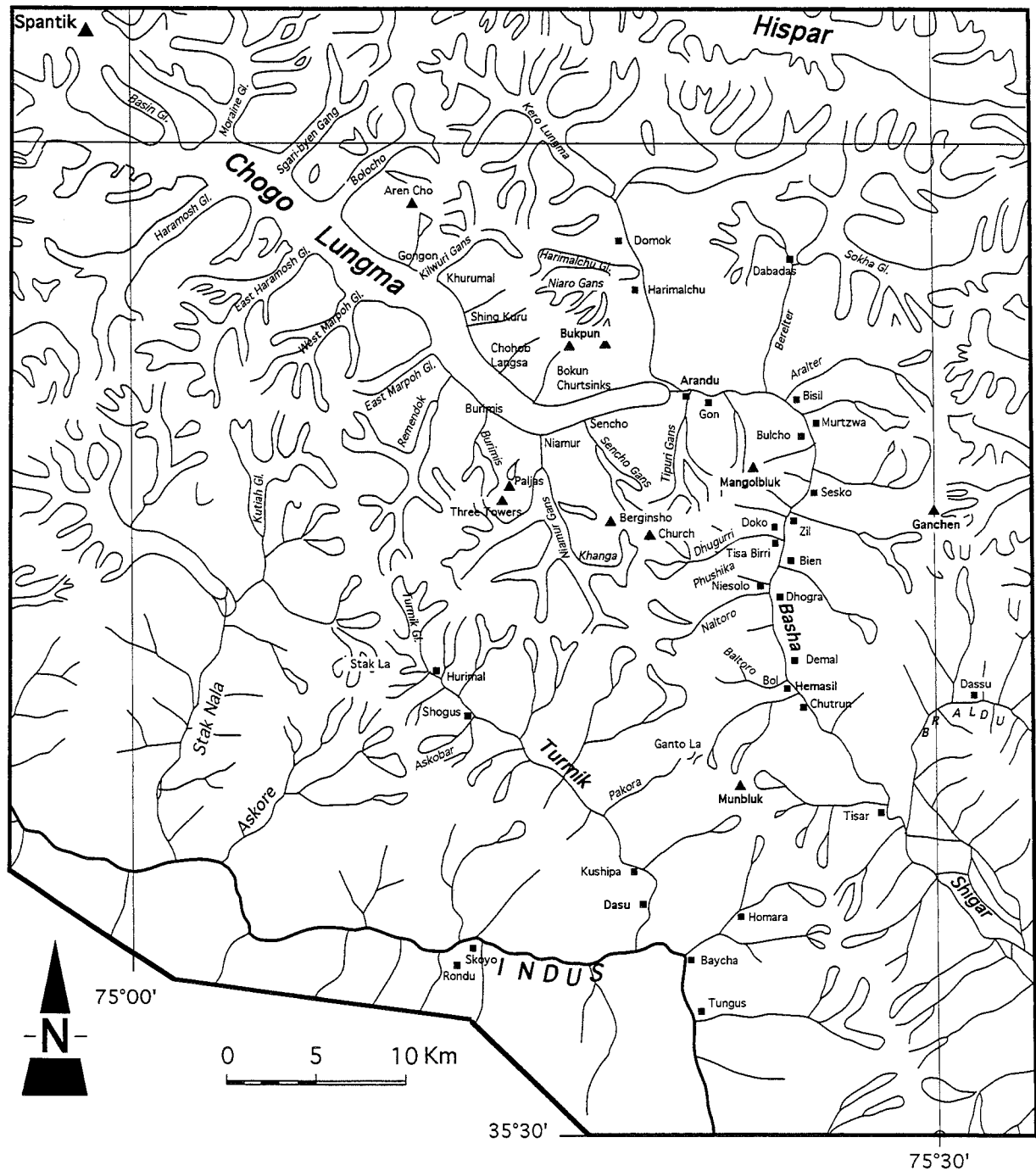
J'ai également une pensée émue pour tous ces compagnons d'infortune, qui sont ou furent enchaînés à leur clavier de l'aube à l'aurore: Khalid Guedarri, Isma, Lydia Lelarge, Naïma Sabil, Sébastien Cannic, Olivier Blein, Christian Sue, Marie-Elisabeth Claudel, Atman Madi, Philippe Rochat, Olivier Dorighel, Ludovic Bellot Gurlet, Pascale Leturmy, Eric Blanc, Marie Caroline Blanc, Santa Man Rai, Claire Freydier, ... et j'en oublie encore.

Mais la plus grande part de mes pensées va avant tout à Annette, qui a supporté ce travail et son rédacteur dans tous les sens du terme durant ces années, et aux sourires lumineux de ma fille Scillia.

ANNEXE 1

CARTE OROGRAPHIQUE DE BASE ET TOPONYMIE

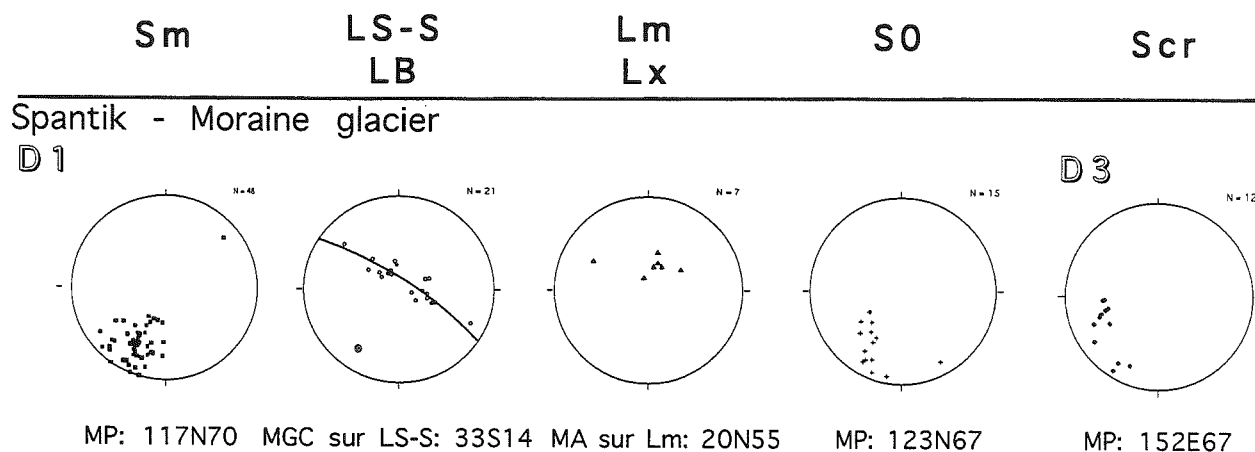
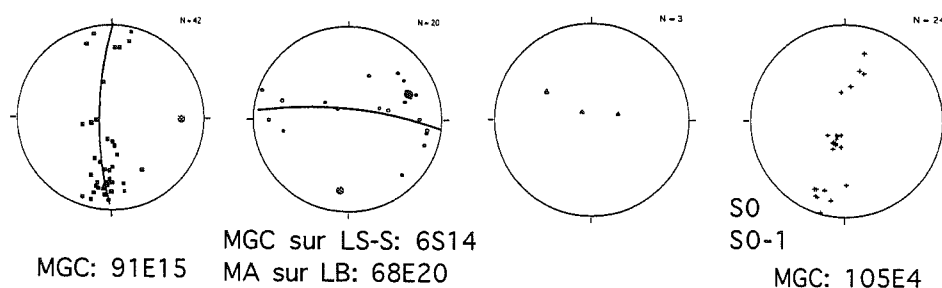
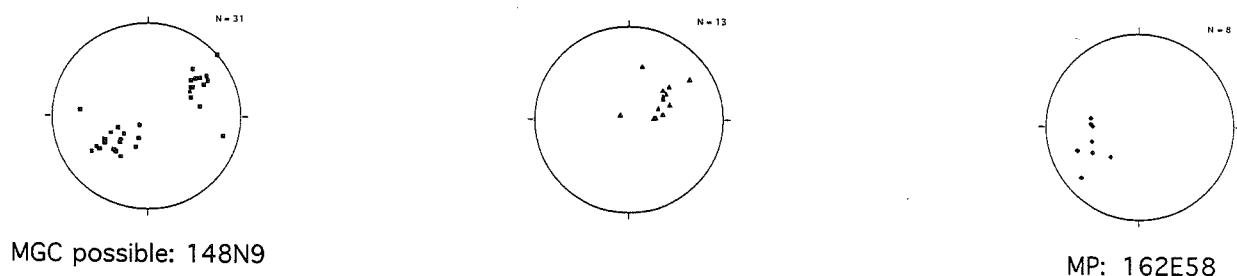
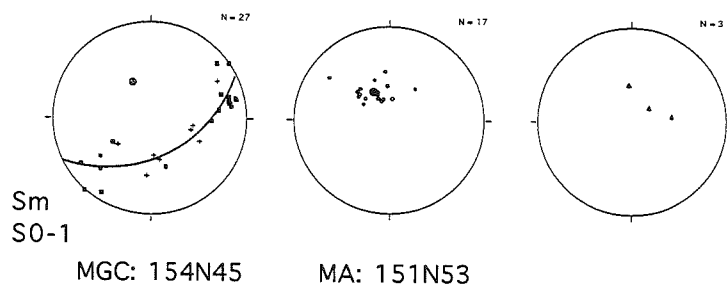
Source: "Orographical sketch map of Karakoram (1990)- 1/250 000 - Swiss Foundation for Alpine Research - Zurich



ANNEXE 2

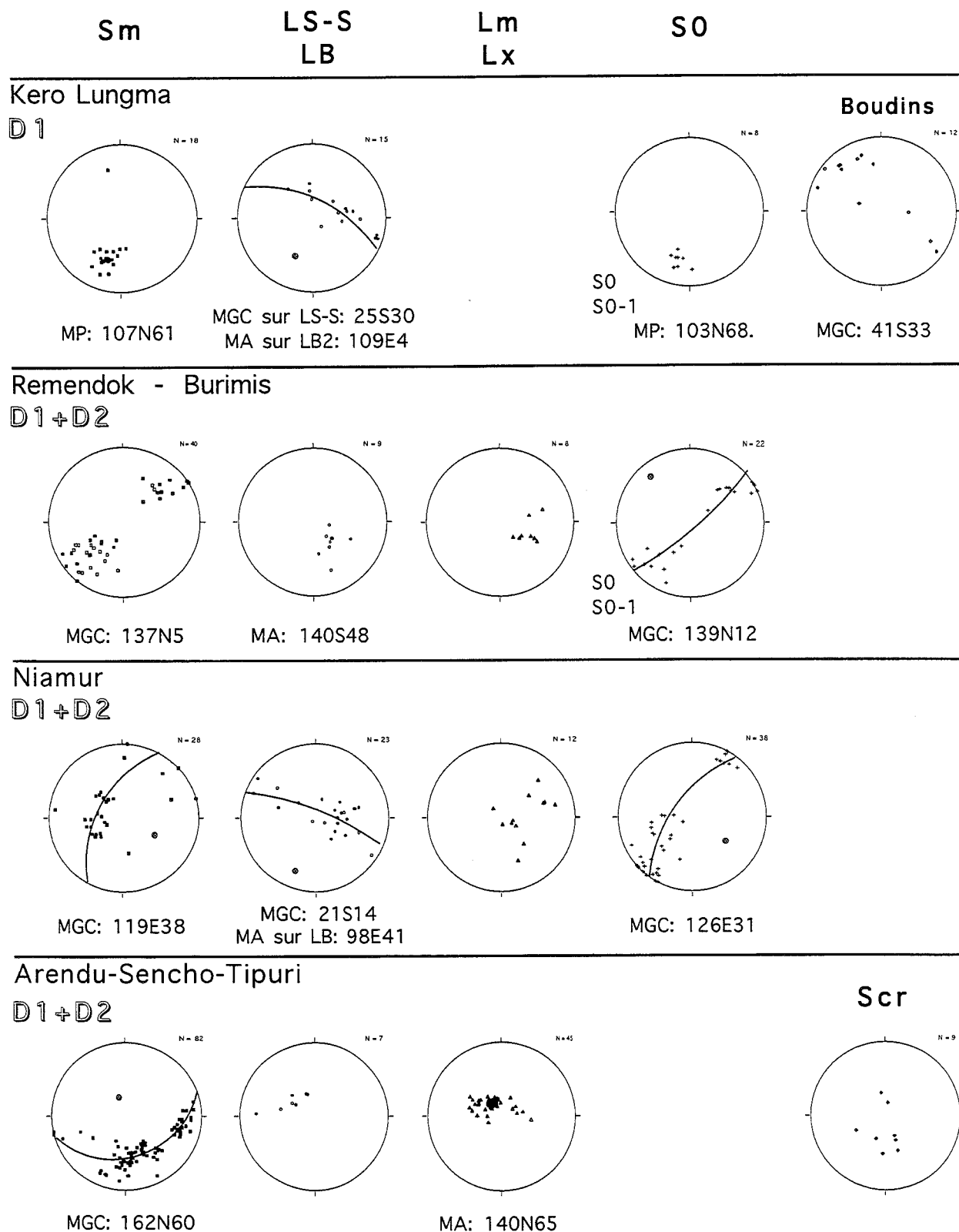
STÉRÉOGRAMMES DES MESURES STRUCTURALES REGROUPÉES PAR LOCALITÉ

Wulff - Hémisphère inférieur - Logiciel utilisé: STEM - A. Pêcher, LGCA, Grenoble

**Bolocho**
D1+D2**Kurumal - Chohob - Shing Kuru.**
D1+D2**Churtsin**
D1+D2

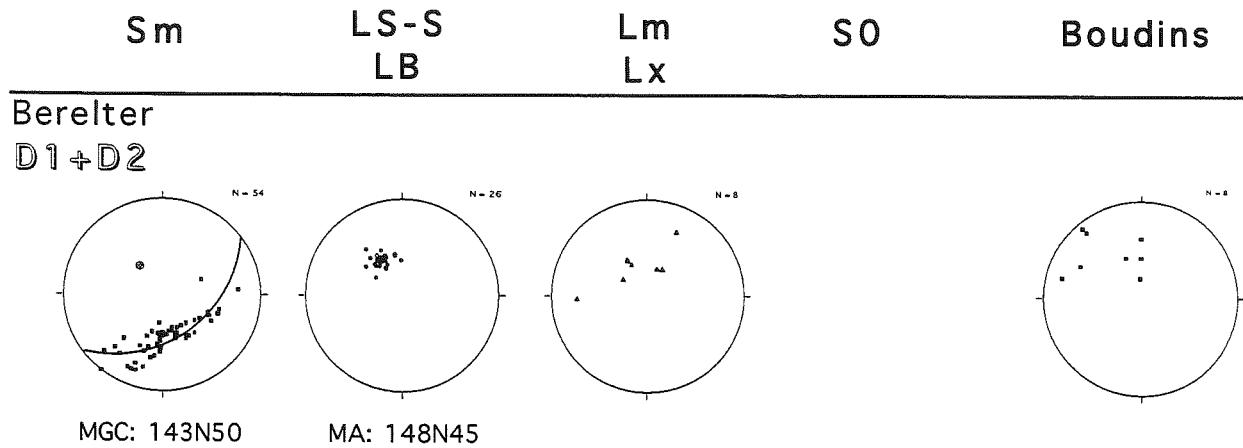
D1, D2 et D3: phases enregistrées sur cette localité.

■ **Sm**: clivage métamorphique; □ **Smag**: foliation magmatique; + **S0**: plan stratigraphique; + **S0-1**: plan stratigraphique probablement transposé; ♦ **Scr**: schistosité de crénulation; △ **Lm**: linéation minérale; △ **Lmag**: linéation minérale magmatique; ▲ **Lx**: linéation d'étirement; ● **LB**: axe de pli; ○ **LS-S**: linéation d'intersection.
MP: meilleur plan calculé; **MA**: meilleur axe calculé; **MGC**: meilleur grand cercle calculé; **MPC**: meilleur petit cercle calculé avec son ouverture de cône.

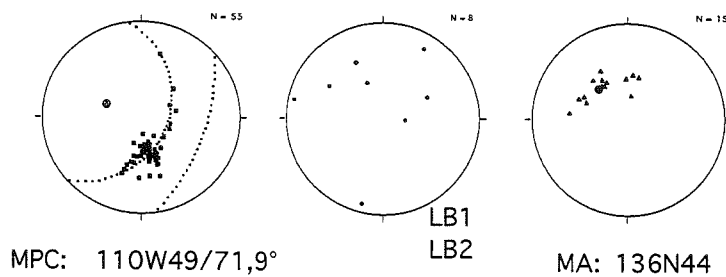


D1, D2 et D3: phases enregistrées sur cette localité.

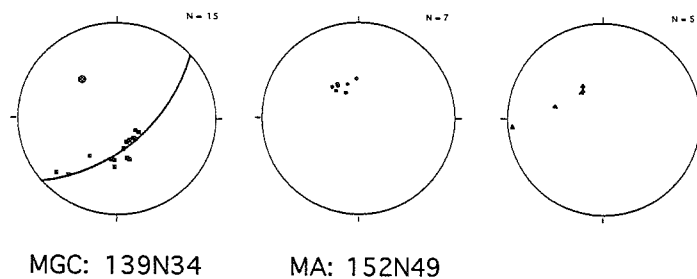
■ **Sm**: clivage métamorphique; □ **Smag**: foliation magmatique; + **S0**: plan stratigraphique; + **S0-1**: plan stratigraphique probablement transposé; ♦ **Scr**: schistosité de crénulation; △ **Lm**: linéation minérale; △ **Lmag**: linéation minérale magmatique; ▲ **Lx**: linéation d'étirement; • **LB**: axe de pli; ○ **LS-S**: linéation d'intersection.
MP: meilleur plan calculé; **MA**: meilleur axe calculé; **MGC**: meilleur grand cercle calculé; **MPC**: meilleur petit cercle calculé avec son ouverture de cône.



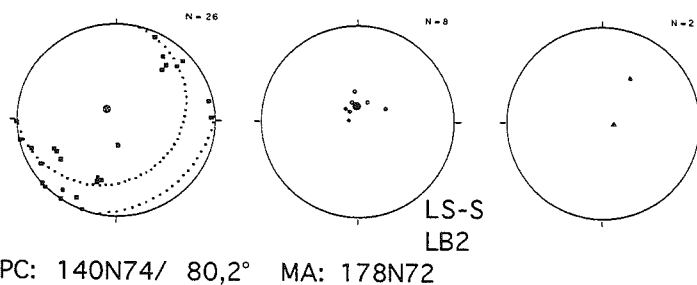
Aralter-Bisil-Murtswa
D1+D2



Bulcho
D1+D2

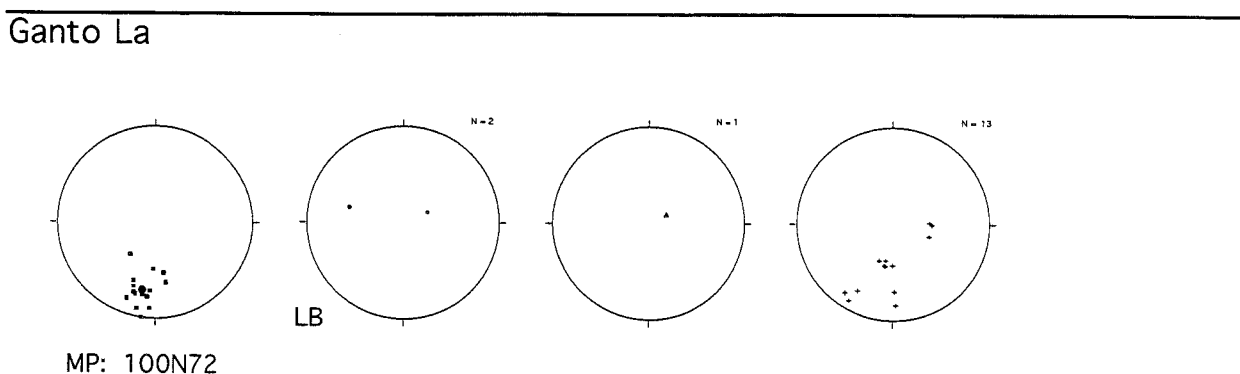
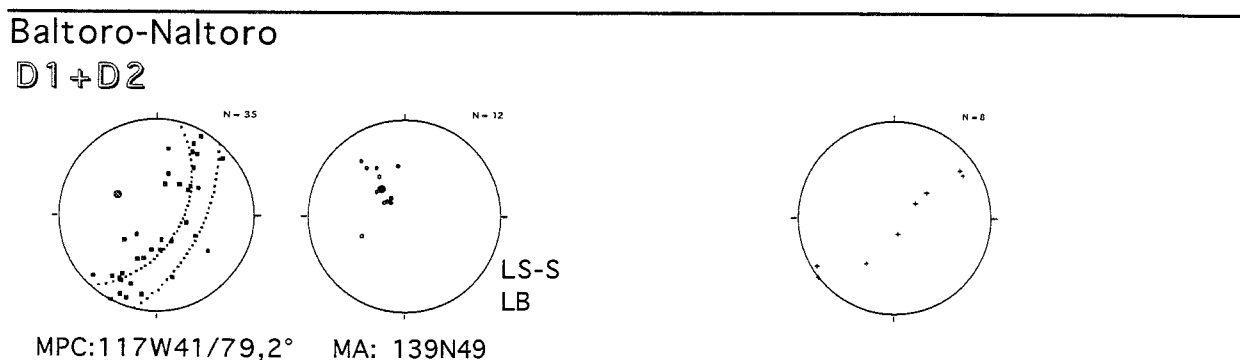
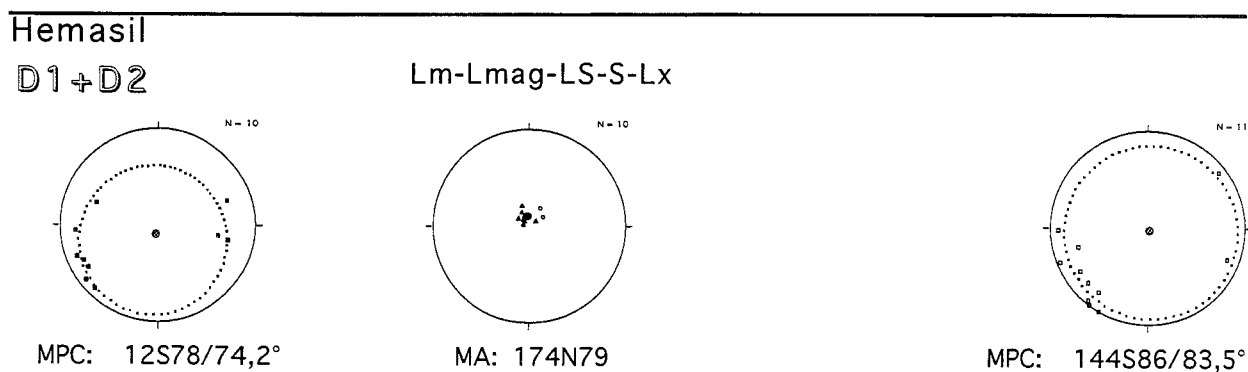
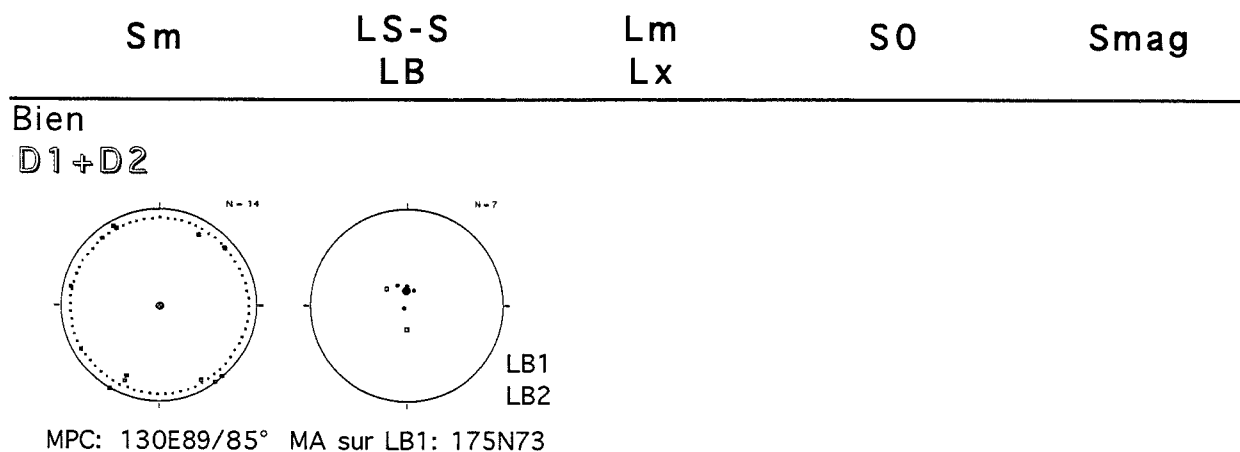


Dhogoro-Demal-Basha Rg
D1+D2



D1, D2 et D3: phases enregistrées sur cette localité.

■ **Sm**: clivage métamorphique; □ **Smag**: foliation magmatique; + **S0**: plan stratigraphique; + **S0-1**: plan stratigraphique probablement transposé; ♦ **Scr**: schistosité de crénulation; △ **Lm**: linéation minérale; △ **Lmag**: linéation minérale magmatique; ▲ **Lx**: linéation d'étirement; ● **LB**: axe de pli; ○ **LS-S**: linéation d'intersection.
MP: meilleur plan calculé; **MA**: meilleur axe calculé; **MGC**: meilleur grand cercle calculé; **MPC**: meilleur petit cercle calculé avec son ouverture de cône.



D1, D2 et D3: phases enregistrées sur cette localité.

■ **Sm**: clivage métamorphique; □ **Smag**: foliation magmatique; + **S0**: plan stratigraphique; + **S0-1**: plan stratigraphique probablement transposé; ♦ **Scr**: schistosité de crénulation; Δ **Lm**: linéation minérale; Δ **Lmag**: linéation minérale magmatique; ▲ **Lx**: linéation d'étirement; • **LB**: axe de pli; ○ **LS-S**: linéation d'intersection.

MP: meilleur plan calculé; **MA**: meilleur axe calculé; **MGC**: meilleur grand cercle calculé; **MPC**: meilleur petit cercle calculé avec son ouverture de cône.

ANNEXE 3

ANALYSES DE MINÉRAUX UTILISÉES POUR LES CALCULS DES PRESSIONS ET TEMPÉRATURES

TK339 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs P et T
Torino 6/5/1993

GRENATS

Anal. N°	S9GT18	S9GT19	S11GT1BT	S11GT3B	S10GT1BT	S10GT2BT	S10GT3BT	S10GT4BT
SiO ₂	37.96	38.15	36.82	37.64	37.87	37.76	37.33	37.19
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	21.08	21.44	20.63	21.17	21.21	20.56	21.39	20.93
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	27.95	28.06	27.81	27.99	27.63	27.59	27.4	27.34
MnO	1.67	1.48	1.71	1.4	1.98	1.96	2.1	1.11
MgO	2.89	2.81	2.82	2.88	2.96	2.62	2.86	2.87
CaO	9.96	9.76	9.72	10.1	9.39	9.42	9.76	9.91
.....
Total	101.51	101.7	99.52	101.18	101.03	99.92	100.84	99.34
Si	2.965	2.973	2.94	2.951	2.971	2.999	2.938	2.964
Al IV	0.035	0.027	0.06	0.049	0.029	0.001	0.062	0.036
Al VI	1.906	1.943	1.882	1.906	1.932	1.924	1.922	1.93
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe 3+	0.102	0.064	0.132	0.106	0.075	0.076	0.092	0.079
Fe 2+	1.723	1.765	1.725	1.729	1.737	1.757	1.711	1.744
Mn	0.111	0.098	0.116	0.093	0.132	0.132	0.14	0.075
Mg	0.337	0.326	0.336	0.337	0.346	0.31	0.335	0.341
Ca	0.834	0.815	0.832	0.848	0.789	0.801	0.823	0.846
Z	3	3	3	3	3	3	3	3
Y	2.008	2.006	2.014	2.012	2.007	2	2.015	2.009
X	3.005	3.004	3.009	3.007	3.004	3	3.009	3.005
alm	0.574	0.588	0.573	0.575	0.578	0.586	0.569	0.58
sps	0.037	0.033	0.038	0.031	0.044	0.044	0.046	0.025
pyr	0.112	0.108	0.112	0.112	0.115	0.103	0.111	0.113
grs	0.226	0.239	0.211	0.229	0.225	0.229	0.227	0.242
anr	0.051	0.032	0.066	0.053	0.038	0.038	0.046	0.039
uvr	0	0	0	0	0	0	0	0
Xmg	0.164	0.156	0.163	0.163	0.166	0.15	0.164	0.163
A	0.32	0.32	0.32	0.321	0.32	0.318	0.327	0.321
Fe ₂ O ₃	1.741	1.09	2.201	1.79	1.273	1.269	1.562	1.312
FeO	26.38	27.081	25.829	26.377	26.48	26.449	25.998	26.158

AMPHIBOLES

Anal. N°	S9AM1B	S9AM8	S9AM9	S10AM1	S10AM2	S10AM3	S11AM2	S11AM4
SiO ₂	41.69	41.15	41.59	41.82	42	41.89	41.26	41.29
TiO ₂	0.58	0.8	0.83	0.86	0.94	0.7	0.93	0
Al ₂ O ₃	14.24	14.73	15.16	15.16	14.99	15.29	15.21	15.06
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	19.25	18.96	18.84	18.37	18.75	18.33	19.27	20.16
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0.32
MgO	7.44	7.43	7.27	7.98	7.99	7.95	7.61	6.71
CaO	11.85	11.54	11.71	11.74	11.55	11.46	11.7	11.61
Na ₂ O	1.65	1.42	1.2	1.67	1.62	1.54	1.54	1.27
K ₂ O	0.88	0.89	0.94	1.01	0.98	1.14	0.85	0.71
.....
Total	97.58	96.93	97.54	98.61	98.83	98.3	98.36	97.13
Si	6.295	6.217	6.238	6.207	6.207	6.215	6.141	6.229
Al IV	1.705	1.783	1.762	1.793	1.793	1.785	1.859	1.771
Al VI	0.829	0.839	0.918	0.858	0.818	0.888	0.809	0.907
Ti	0.066	0.091	0.094	0.096	0.105	0.079	0.104	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe 3+	0.255	0.438	0.365	0.336	0.459	0.438	0.507	0.603
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0.041
Mg	1.674	1.674	1.625	1.765	1.761	1.758	1.688	1.509
Fe 2+	2.175	1.957	1.998	1.944	1.858	1.837	1.891	1.94
Fe 2+	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1.918	1.867	1.881	1.867	1.828	1.822	1.866	1.876
Na	0.082	0.133	0.119	0.133	0.172	0.178	0.134	0.124
Na	0.401	0.283	0.23	0.348	0.293	0.263	0.309	0.248
K	0.169	0.172	0.18	0.192	0.185	0.216	0.16	0.136
Xmg	0.435	0.461	0.448	0.476	0.487	0.489	0.472	0.437
Fe ₂ O ₃	2.248	3.857	3.237	3.011	0.123	3.924	4.531	5.311
FeO	17.226	15.494	15.932	15.661	15.036	14.802	15.196	15.376

TK339 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs P et T
Torino . 6/5/1993

PLAGIOCLASES

Anal. N°	S9PL1GT	S9PL2B	S9PL8B	S9PL9	S9PL10	S10PL1	S10PL2
SiO ₂	60.93	60.69	62.1	60.22	58.37	59.06	59.52
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	25.88	24.87	25.24	26.12	27.4	26.76	26.65
FeO	0	0	0	0.36	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0
CaO	7.13	6.36	6.27	7.47	9.09	8.56	7.93
Na ₂ O	8.28	8.29	8.58	7.49	7.08	6.75	7.61
K ₂ O	0.18	0.18	0	0	0.17	0	0.13
	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
Total	102.39	100.39	102.19	101.66	102.12	101.14	101.83
Si	2.658	2.693	2.702	2.644	2.567	2.608	2.615
Al	1.331	1.3	1.295	1.352	1.42	1.393	1.38
Ti	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0	0	0	0.013	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.333	0.302	0.292	0.352	0.428	0.405	0.373
Na	0.7	0.713	0.724	0.638	0.604	0.578	0.648
K	0.01	0.01	0	0	0.01	0	0.007
Z	3.989	3.993	3.997	3.996	3.987	4.001	3.995
X	1.043	1.025	1.016	0.989	1.042	0.983	1.028
an	0.319	0.295	0.288	0.355	0.411	0.412	0.363
ab	0.671	0.695	0.712	0.645	0.58	0.588	0.63
or	0.009	0.01	0	0	0.009	0	0.007

BIOTITES

Anal. N°	S9BT1GT	S9BT2GT	S9BT3	S9BT5	S10BT1GT	S10BT2GT	S10BT3GT	S10BT4GT	S11BT1GT	S11BT2
SiO ₂	36.478	35.901	36.564	35.914	36.46	35.889	36.572	35.322	35.54	35.46
Al ₂ O ₃	16.516	15.869	16.237	16.098	16.132	15.997	15.789	15.861	15.8	15.46
MgO	10.436	9.71	10.63	9.819	10.41	10.353	10.403	9.942	9.705	9.481
FeO*	21.646	21.57	21.53	21.435	20.745	21.267	21.283	22.239	21.752	21.535
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TiO ₂	3.135	2.931	2.788	2.601	2.764	2.569	2.776	2.846	2.694	3.647
CaO	0	0.197	0.224	0	0	0	0	0.43	0	0
Na ₂ O	0.732	0.369	0	0	0	0.439	0	0.383	0.499	0
K ₂ O	9.301	8.984	9.139	8.896	9.118	8.815	9.17	8.073	8.678	9.288
	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
Total	98.244	95.531	97.112	94.763	95.629	95.329	95.993	95.096	94.668	94.871
Si	5.453	5.520	5.512	5.547	5.560	5.514	5.572	5.459	5.516	5.502
Al IV	2.547	2.480	2.488	2.453	2.440	2.486	2.428	2.541	2.484	2.498
Al VI	0.363	0.396	0.396	0.478	0.459	0.411	0.408	0.347	0.407	0.328
Mg	2.326	2.226	2.389	2.261	2.366	2.371	2.363	2.290	2.246	2.193
Fe ²⁺	2.706	2.773	2.714	2.768	2.645	2.732	2.712	2.874	2.823	2.794
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.352	0.339	0.316	0.302	0.317	0.297	0.318	0.331	0.315	0.426
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.032	0.036	0.000	0.000	0.000	0.000	0.071	0.000	0.000
Na	0.212	0.110	0.000	0.000	0.000	0.131	0.000	0.115	0.150	0.000
K	1.774	1.762	1.757	1.753	1.774	1.728	1.782	1.591	1.718	1.838

TK409 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs de P et T
Torino 05/05/93

GRENATS

Anal. N°	S1GT1QTZ	S1GT5	S1GT6	S1GT12BT	S1GT13BT	S1GT21PL	S1GT22PL	S2GT3	S2GT7BT	S2GT8BT
SiO ₂	38.18	37.94	37.83	37.08	37.42	37.46	36.96	38.59	38.03	37.39
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0.29	0
Al ₂ O ₃	20.77	21.22	20.79	20.52	20.23	20.7	20.34	21.49	20.81	20.53
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	21.08	20.38	21.02	20.07	20.47	20.78	21.94	22	20.82	20.91
MnO	3.69	4.75	4.64	4.47	4.53	3.42	3.35	2.39	4.07	4.24
MgO	1.28	1.59	1.25	1.31	1.25	1.62	1.4	1.38	1.39	1.36
CaO	14.95	14.41	14.23	14.11	14.2	14.14	14.55	15.35	15.14	14.65
.....
Total	99.96	100.29	99.76	97.56	98.1	98.13	98.55	101.2	100.54	99.07
Si	3.011	2.983	2.998	2.999	3.011	3.004	2.967	3.002	2.985	2.983
Al IV	0	0.017	0.002	0.001	0	0	0.033	0	0.015	0.017
Al VI	1.93	1.949	1.94	1.956	1.919	1.957	1.892	1.97	1.91	1.913
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0.017	0
Fe 3+	0.068	0.055	0.061	0.044	0.079	0.043	0.115	0.03	0.073	0.091
Fe 2+	1.323	1.286	1.332	1.313	1.299	1.351	1.357	1.401	1.293	1.303
Mn	0.247	0.316	0.312	0.306	0.309	0.233	0.228	0.157	0.271	0.287
Mg	0.15	0.187	0.148	0.158	0.15	0.194	0.168	0.16	0.162	0.161
Ca	1.263	1.214	1.209	1.223	1.225	1.215	1.252	1.279	1.273	1.252
Z	3.011	3	3	3	3.011	3.004	3	3.002	3	3
Y	1.998	2.004	2	2	1.998	1.999	2.008	2	2	2.004
X	2.982	3.002	3	3	2.982	2.993	3.005	2.997	3	3.002
alm	0.443	0.428	0.444	0.438	0.436	0.452	0.452	0.468	0.431	0.434
sps	0.083	0.105	0.104	0.102	0.104	0.078	0.076	0.052	0.09	0.095
pyr	0.05	0.062	0.049	0.053	0.05	0.065	0.056	0.053	0.054	0.054
grs	0.39	0.377	0.373	0.386	0.371	0.385	0.359	0.412	0.379	0.371
anr	0.034	0.027	0.03	0.022	0.04	0.021	0.058	0.015	0.045	0.046
uvr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Xmg	0.102	0.127	0.1	0.107	0.104	0.125	0.11	0.102	0.111	0.11
A	0.396	0.4	0.396	0.399	0.398	0.388	0.387	0.387	0.398	0.397
Fe ₂ O ₃	1.14	0.924	1.018	0.729	1.299	0.705	1.91	0.509	1.237	1.523
FeO	20.06	19.553	20.101	19.412	19.299	20.148	20.218	21.547	19.704	19.534

AMPHIBOLES

Anal. N°	S3AM1PL	S3AM2	S3AM6BT	S2AM2B	S2AM5PL
SiO ₂	44.31	41.37	41.16	41.17	42.31
TiO ₂	0.64	0.73	0.68	0.78	0.58
Al ₂ O ₃	10.04	13.19	12.98	13.94	13.68
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0
FeO	18.2	18.93	18.41	19.12	19.15
MnO	0	0	0	0	0
MgO	9.31	7.99	7.91	7.32	7.87
CaO	12.09	11.81	11.94	12.44	12.09
Na ₂ O	0.95	1.47	1.59	1.25	1.36
K ₂ O	0.95	1.66	1.38	1.52	1.48
.....
Total	96.49	97.16	96.12	97.54	98.52
Si	6.72	6.312	6.351	6.29	6.351
Al IV	1.28	1.688	1.649	1.71	1.649
Al VI	0.514	0.684	0.711	0.8	0.771
Ti	0.073	0.083	0.079	0.089	0.066
Cr	0	0	0	0	0
Fe 3+	0.23	0.217	0.082	-0.009	0.179
Mn	0	0	0	0	0
Mg	2.104	1.817	1.834	1.668	1.76
Fe 2+	2.079	2.198	2.294	2.452	2.224
Fe 2+	0	0	0	0	0
Ca	1.964	1.931	1.975	2.037	1.944
Na	0.036	0.069	0.025	-0.037	0.056
Na	0.244	0.367	0.451	0.409	0.34
K	0.183	0.322	0.272	0.295	0.284
Xmg	0.503	0.453	0.444	0.405	0.442
Fe ₂ O ₃	2.012	1.891	0.704	-0.079	1.587
FeO	16.395	17.23	17.778	19.188	17.722

TK409 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs de P et T
Torino 05/05/93

PLAGIOCLASES

Anal. N°	S1PL1GT	S1PL7	S1PL8	S2PL3BT	S2PL4BT	S3PL1AM
SiO ₂	59.99	61.52	61.21	61.76	62.78	63.03
TiO ₂	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	25	24.3	24.03	24.94	23.79	24.14
FeO	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0
CaO	6.82	5.53	5.54	6.36	5.09	4.82
Na ₂ O	8.36	8.43	8.4	8.3	9.35	8.62
K ₂ O	0	0.26	0.27	0.26	0.44	0.41
	*****	*****	*****	*****	*****	*****
Total	100.17	100.04	99.46	101.62	101.45	101.03
Si	2.672	2.73	2.733	2.705	2.753	2.763
Al	1.312	1.271	1.265	1.287	1.23	1.247
Ti	0	0	0	0	0	0
Fe	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0
Ca	0.326	0.263	0.265	0.298	0.239	0.226
Na	0.722	0.725	0.727	0.705	0.795	0.732
K	0	0.015	0.016	0.015	0.025	0.023
Z	3.985	4.001	3.998	3.993	3.983	4.01
X	1.048	1.003	1.008	1.018	1.059	0.982
an	0.311	0.262	0.263	0.293	0.226	0.231
ab	0.689	0.723	0.722	0.692	0.751	0.746
or	0	0.015	0.015	0.014	0.023	0.024

BIOTITES

Anal. N°	S2BT2GT	S2BT3GT	S2BT5GT	S2BT6GT	S1BT1GT	S1BT2GT	S1BT3GT	S1BT6GT	S3BT1
SiO ₂	35.369	35.932	36.144	36.125	35.953	35.955	35.183	35.81	35.839
Al ₂ O ₃	15.721	15.844	15.236	15.559	16.655	16.218	15.909	15.682	15.17
MgO	8.804	8.654	9.428	9.403	7.479	7.734	7.838	8.623	9.94
FeO*	22.894	23.392	22.57	22.119	24.913	24.617	24.697	23.027	21.045
MnO	0.352	0	0	0	0.491	0.631	0.369	0.533	0
TiO ₂	2.139	2.055	2.959	2.928	2.454	2.134	1.98	2.552	2.921
CaO	0	0	0.196	0.211	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0	0	0	0.384	0	0.382	0	0	0.422
K ₂ O	9.265	9.384	9.317	9.142	9.425	9.213	9.248	9.287	9.386
	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
Total	94.544	95.261	95.850	95.871	97.370	96.884	95.224	95.514	94.723
Si	5.549	5.590	5.570	5.554	5.514	5.544	5.528	5.561	5.564
Al IV	2.451	2.410	2.430	2.446	2.486	2.456	2.472	2.439	2.436
Al VI	0.456	0.495	0.337	0.373	0.524	0.491	0.474	0.431	0.340
Mg	2.059	2.007	2.166	2.155	1.710	1.778	1.836	1.996	2.301
Fe ²⁺	3.004	3.043	2.909	2.843	3.195	3.174	3.245	2.990	2.732
Mn	0.047	0.000	0.000	0.000	0.064	0.082	0.049	0.070	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.252	0.240	0.343	0.339	0.283	0.247	0.234	0.298	0.341
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.032	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.114	0.000	0.114	0.000	0.000	0.127
K	1.854	1.862	1.832	1.793	1.844	1.812	1.854	1.840	1.859

TK415 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs P et T
Torino 5/4/93

GRENATS

Anal. N°	S4GT2BT	S4GT3	S4GT9	S4GT10	S4GT11	S4GT20BT	S4GT21BT	S5GT1BT	S5GT2	S5GT4BT	S5GT7BT	Anal. N°	S0PL2B	S0PL4	S0PL7
SiO2	36.3	37.19	37.14	36.72	37.3	37.04	36.64	37.35	37.73	37.62	37.25	SiO2	61.82	62.38	62.08
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	TiO2	0	0	0
Al2O3	20.75	21.19	20.72	20.6	21.38	20.7	20.77	21.39	20.82	20.8	21.14	Al2O3	24.28	23.88	24
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	FeO	0	0	0
FeO	37.42	37.22	36.09	36.33	37.79	36.81	36.34	38.01	38.51	36.69	36.86	MgO	0	0	0
MnO	0.65	0	0.7	0.71	0	0	1.87	0	0	1.07	1.52	CaO	5.77	5.12	5.44
MgO	3.93	4.35	3.46	3.52	3.94	4.14	2.85	4.11	3.63	2.88	2.86	Na2O	8.78	8.56	8.79
CaO	1.02	1.08	2.27	2.12	1.28	1.07	0.92	1.03	0.95	2.43	2.6	K2O	0	0.23	0.21
	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****		*****	*****	*****
Total	100.07	101.02	100.39	99.99	101.7	99.76	99.38	101.89	101.64	101.49	102.23	Total	100.65	100.17	100.52
Si	2.928	2.954	2.976	2.958	2.951	2.98	2.984	2.949	2.993	2.992	2.948	Si	2.729	2.759	2.743
Al IV	0.072	0.046	0.024	0.042	0.049	0.02	0.016	0.051	0.007	0.008	0.052	Al	1.263	1.245	1.25
Al VI	1.9	1.938	1.933	1.914	1.944	1.943	1.977	1.939	1.939	1.942	1.92	Ti	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Fe	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Mg	0	0	0
Fe 3+	0.118	0.073	0.072	0.096	0.067	0.062	0.027	0.073	0.063	0.06	0.092				
Fe 2+	2.406	2.4	2.347	2.352	2.433	2.414	2.448	2.437	2.492	2.381	2.348	Ca	0.273	0.242	0.257
Mn	0.044	0	0.048	0.048	0	0	0.129	0	0	0.072	0.102	Na	0.751	0.734	0.753
Mg	0.472	0.515	0.414	0.423	0.465	0.497	0.346	0.484	0.429	0.342	0.337	K	0	0.013	0.012
Ca	0.088	0.092	0.195	0.183	0.109	0.092	0.08	0.087	0.08	0.207	0.22	Z	3.992	4.003	3.993
												X	1.024	0.989	1.022
Z	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3				
Y	2.017	2.011	2.006	2.01	2.012	2.005	2.004	2.012	2.002	2.002	2.012	an	0.266	0.245	0.252
X	3.01	3.007	3.003	3.006	3.007	3.003	3.002	3.007	3.001	3.001	3.007	ab	0.734	0.742	0.737
												or	0	0.013	0.011
alm	0.799	0.798	0.781	0.782	0.809	0.804	0.815	0.81	0.83	0.793	0.781				
sps	0.015	0	0.016	0.016	0	0	0.043	0	0	0.024	0.034				
pyr	0.157	0.171	0.138	0.141	0.155	0.165	0.115	0.161	0.143	0.114	0.112				
grs	-0.029	-0.006	0.029	0.013	0.003	0	0.013	-0.008	-0.005	0.039	0.027				
anr	0.059	0.036	0.036	0.048	0.034	0.031	0.013	0.037	0.031	0.03	0.046				
uvr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0				
Xmg	0.164	0.177	0.15	0.152	0.16	0.171	0.124	0.166	0.147	0.126	0.126				
A	0.255	0.254	0.262	0.261	0.256	0.252	0.263	0.254	0.25	0.264	0.269				
Fe2O3	1.937	1.217	1.198	1.581	1.132	1.025	0.44	1.233	1.055	1.001	1.547				
FeO	35.68	36.129	35.014	34.906	36.777	35.885	35.942	36.905	37.563	35.792	35.469				

TK415 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs P et T

Torino 5/4/93

MUSCOVITES

Anal. N°	S4MU2GT	S6MU2	S6MU4
SiO ₂	47.11	46.45	46.92
TiO ₂	0.51	0.71	0.8
Al ₂ O ₃	36.61	34.39	35.38
Cr ₂ O ₃	0	0	0
FeO	1.12	1.2	1.22
MnO	0	0	0
MgO	0.55	0.96	0.77
CaO	0	0	0
Na ₂ O	1.24	1.25	1.21
K ₂ O	8.86	9.52	8.87
	*****	*****	*****
Total	96.01	94.47	95.17
Si	6.158	6.213	6.196
Al IV	1.842	1.787	1.804
Al VI	3.797	3.635	3.703
Ti	0.05	0.071	0.08
Cr	0	0	0
Fe	0.122	0.134	0.135
Mn	0	0	0
Mg	0.107	0.191	0.151
Ca	0	0	0
Na	0.315	0.324	0.311
K	1.478	1.624	1.495
Z	8	8	8
Y	4.076	4.031	4.068
X	1.793	1.948	1.806
Xmg	0.467	0.587	0.529
mu	0.824	0.833	0.828
pg	0.176	0.167	0.172
ma	0	0	0

BIOTITES

Anal. N°	S5BT2GT	S5BT3	S5BT4	S5BT6GT	S5BT8GT	S4BT2	S4BT3GT	S4BT5GT	S4BT6GT
SiO ₂	36.01	35.92	35.52	35.90	36.45	36.39	36.11	34.86	35.39
Al ₂ O ₃	20.08	19.69	19.75	19.86	19.57	19.25	19.59	19.33	19.37
MgO	8.96	9.12	9.14	9.32	8.73	8.95	9.37	8.07	8.40
FeO*	19.85	19.31	19.96	20.37	20.43	19.23	20.44	22.14	21.33
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	1.99	1.88	2.09	1.82	2.09	1.87	1.78	1.68	1.82
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.69	0.42	0.39	0.43	0.59	0.48	0.42	0.53
K ₂ O	8.91	9.01	8.75	9.01	8.46	8.71	9.17	9.06	8.92
	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
Total	95.80	95.63	95.64	96.67	96.16	94.98	96.94	95.56	95.76
Si	5.421	5.426	5.375	5.384	5.472	5.515	5.408	5.358	5.903
Al IV	2.579	2.574	2.625	2.616	2.528	2.485	2.592	2.642	2.097
Al VI	0.982	0.932	0.896	0.895	0.934	0.953	0.865	0.858	1.709
Mg	2.012	2.055	2.062	2.083	1.954	2.022	2.092	1.849	0.000
Fe ²⁺	2.498	2.439	2.525	2.554	2.564	2.437	2.560	2.846	1.172
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.013
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.226	0.213	0.237	0.205	0.236	0.213	0.200	0.195	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.203	0.124	0.113	0.125	0.173	0.138	0.125	0.000
K	1.710	1.735	1.689	1.724	1.619	1.684	1.753	1.776	0.113

TK466 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs P et T

GRENATS							AMPHIBOLES							BIOTITES		
Anal. N°	S7GT1R	S7GT4	S7GT11AN	S7GT15	S7GT22BT	S8GT3	Anal. N°	S7ANF1GT	S7ANF5	S7ANF8	S7ANF9	S7ANF12GA	S7ANF13	Anal. N°	S8BT2	S8BT6
SiO ₂	37.68	38.12	37.27	37.8	37.63	37.59	SiO ₂	41.33	41.48	41.87	41.55	42.53	40.66	SiO ₂	35.612	35.851
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	TiO ₂	1.1	1.19	1.15	1.24	1.12	1.66	Al ₂ O ₃	14.934	15.207
Al ₂ O ₃	21.36	21.43	21.18	21.17	20.67	20.86	Al ₂ O ₃	12.78	12.53	11.85	12.22	11.96	12.72	MgO	9.593	9.136
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	FeO*	21.989	22.753
FeO	29.51	30.71	29.56	30.3	28.66	31.48	FeO	21.77	22.24	22.09	23	21.05	21.07	MnO		
MnO	1	1.17	0.73	0.76	0.55	0.56	MnO	0	0	0	0	0	0	TiO ₂	3.722	3.65
MgO	2.5	1.96	2.32	2.05	2.99	2.06	MgO	6.64	6.48	6.52	6.21	7.08	6.59	CaO	0	0
CaO	9.27	8.99	9.46	9.23	9.07	8.24	CaO	11.51	11.19	11.57	11.57	11.47	11.53	Na ₂ O	0	0.491
	*****	*****	*****	*****	*****	*****	Na ₂ O	1.06	1.3	1.23	1.45	1.13	1.24	K ₂ O	8.806	8.92
Total	101.32	102.38	100.51	101.29	99.57	100.8	K ₂ O	1.5	1.05	1.25	1.41	1.28	1.52		*****	*****
								*****	*****	*****	*****	*****	*****	Total	94.656	96.008
Si	2.96	2.975	2.954	2.977	2.994	2.984	Total	97.69	97.46	97.53	98.65	97.61	96.98	Si	5.536	5.520
Al IV	0.04	0.025	0.046	0.023	0.006	0.016								Al IV	2.464	2.480
							Si	6.297	6.314	6.412	6.326	6.457	6.267			
Al VI	1.937	1.947	1.932	1.943	1.932	1.935	Al IV	1.703	1.686	1.588	1.674	1.543	1.733			
Cr	0	0	0	0	0	0								Al VI	0.272	0.279
Ti	0	0	0	0	0	0	Al VI	0.592	0.561	0.55	0.519	0.597	0.577	Mg	2.223	2.097
Fe 3+	0.072	0.059	0.079	0.062	0.07	0.069	Ti	0.126	0.136	0.132	0.141	0.128	0.193	Fe ²⁺	2.858	2.929
							Cr	0	0	0	0	0	0	Mn	0.000	0.000
Fe 2+	1.866	1.946	1.88	1.933	1.837	2.02	Fe 3+	0.494	0.615	0.364	0.395	0.38	0.291	Ti	0.435	0.423
Mn	0.067	0.077	0.049	0.051	0.037	0.038	Mn	0	0	0	0	0	0			
Mg	0.292	0.228	0.274	0.241	0.355	0.243	Mg	1.508	1.471	1.488	1.41	1.603	1.514	Ca	0.000	0.000
Ca	0.78	0.752	0.804	0.779	0.773	0.7	Fe 2+	2.279	2.216	2.465	2.534	2.292	2.425	Na	0.000	0.147
														K	1.746	1.752
Z	3	3	3	3	3	3	Fe 2+	0	0	0	0	0	0			
Y	2.01	2.006	2.011	2.005	2.001	2.004	Ca	1.879	1.825	1.899	1.887	1.865	1.905			
X	3.006	3.004	3.007	3.003	3.001	3.002	Na	0.121	0.175	0.101	0.113	0.135	0.095			
alm	0.621	0.648	0.625	0.644	0.612	0.673	Na	0.193	0.208	0.265	0.315	0.199	0.275			
sps	0.022	0.026	0.016	0.017	0.012	0.013	K	0.292	0.204	0.245	0.274	0.247	0.299			
pyr	0.097	0.076	0.091	0.08	0.118	0.081										
grs	0.224	0.221	0.228	0.228	0.223	0.199	Xmg	0.398	0.399	0.377	0.358	0.412	0.384			
anr	0.036	0.029	0.039	0.031	0.035	0.034										
uvr	0	0	0	0	0	0	Fe ₂ O ₃	4.31	5.367	3.16	3.446	3.327	2.51			
							FeO	17.888	17.409	19.243	19.902	18.056	18.809			
Xmg	0.135	0.105	0.127	0.111	0.162	0.108										
A	0.314	0.312	0.315	0.311	0.307	0.301										
Fe ₂ O ₃	1.225	1.004	1.321	1.054	1.169	1.155										
FeO	28.409	29.804	28.368	29.347	27.609	30.442										

TK466 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs P et T**PLAGIOCLASES**

Anal. N°	S7PL1	S7PL3	S7PL6	S8PL4BT	S8PL7
SiO ₂	46.57	50.87	48.15	47.03	47.19
TiO ₂	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	33.68	30.92	32.83	33.47	32.94
FeO	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0
CaO	17.55	14.3	16.11	17.71	16.97
Na ₂ O	1.86	3.43	2.55	1.87	2.39
K ₂ O	0	0	0	0	0
.....
Total	99.66	99.51	99.64	100.08	99.49
Si	2.15	2.325	2.213	2.162	2.181
Al	1.832	1.666	1.778	1.813	1.794
Ti	0	0	0	0	0
Fe	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0
Ca	0.868	0.7	0.794	0.872	0.84
Na	0.167	0.304	0.227	0.167	0.214
K	0	0	0	0	0
Z	3.982	3.99	3.991	3.975	3.975
X	1.035	1.004	1.021	1.039	1.054
an	0.839	0.697	0.777	0.84	0.797
ab	0.161	0.303	0.223	0.16	0.203
or	0	0	0	0	0

TK713 Analyses utilisées pour les calculs de P et T
Torino 3/23/94**GRENATS**

Anal. N°	S9GT1	S9GT4	S9GT8	S9GT13	S9GT14
SiO ₂	37.19	37.03	37.18	37.35	37.01
TiO ₂	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	21.44	21.16	20.99	21.38	21.01
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0
FeO	35.49	36.49	36.19	36.89	36.39
MnO	0	0.5	1.12	0	0.5
MgO	3.88	2.98	2.93	4.14	3.82
CaO	1.84	1.98	1.99	1.59	1.83
.....
Total	99.86	100.13	100.41	101.35	100.56
Si	2.981	2.981	2.987	2.957	2.958
Al IV	0.019	0.019	0.013	0.043	0.042
Al VI	2.006	1.988	1.974	1.951	1.938
Cr	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0
Fe 3+	0	0.016	0.029	0.059	0.072
Fe 2+	2.379	2.44	2.403	2.383	2.36
Mn	0	0.034	0.076	0	0.034
Mg	0.464	0.358	0.351	0.488	0.455
Ca	0.158	0.17	0.172	0.135	0.156
Z	3	3	3	3	3
Y	2.006	2.005	2.003	2.01	2.01
X	3.001	3.003	3.002	3.006	3.006
alm	0.793	0.813	0.8	0.793	0.785
sps	0	0.011	0.025	0	0.011
pyr	0.155	0.119	0.117	0.162	0.152
grs	0.053	0.049	0.043	0.015	0.016
anr	0	0.008	0.014	0.03	0.036
uvr	0	0	0	0	0
Xmg	0.163	0.128	0.128	0.17	0.162
A	0.263	0.264	0.265	0.258	0.26
Fe ₂ O ₃	0	0.267	0.478	0.994	1.197
FeO	35.492	36.247	35.763	35.993	35.311

BIOTITES

Anal. N°	S9BT18	S9BT20
SiO ₂	37.48	37.27
TiO ₂	1.16	1.56
Al ₂ O ₃	18.87	19.24
Cr ₂ O ₃	0	0
FeO	16.85	16.82
MnO	0	0
MgO	12.21	11.7
CaO	0	0
Na ₂ O	0	0.5
K ₂ O	8.67	8.49
.....
Total	95.24	95.57
Si	5.575	5.529
Al IV	2.425	2.471
Al VI	0.884	0.893
Ti	0.13	0.174
Cr	0	0
Fe	2.097	2.086
Mn	0	0
Mg	2.708	2.587
Ca	0	0
Na	0	0.144
K	1.645	1.607
Z	8	8
Y	5.818	5.74
X	1.645	1.751
Xmg	0.564	0.554
A(mu)	-0.204	-0.185
A(or)	0.148	0.158

TK708 Analyses utilisées pour les calculs de P et T
Torino 3/23/94

GRENATS							BIOTITES			PLAGIOCLASES			
Anal. N°	S12GT2	S12GT6	S12GT7	S12GT9	S12GT11	S12GT12	Anal. N°	S12BT22	S12BT25	SAMPLE	S12PL35	S12PL36	S12PL39
SiO ₂	37.28	37.01	37.29	36.97	37.31	37.52	SiO ₂	37.05	36.93	SiO ₂	61.46	62.33	61.17
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	TiO ₂	1.4	1.53	TiO ₂	0	0	0
Al ₂ O ₃	21.43	20.72	20.91	20.76	21.04	21.27	Al ₂ O ₃	19.17	19.19	Al ₂ O ₃	24.08	23.74	24.15
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	Cr ₂ O ₃	0	0	FeO	0	0	0
FeO	33.5	33.72	33.19	34.63	34.74	34.6	FeO	17.27	17.56	MgO	0	0	0
MnO	0	1.36	1.02	0.45	0	0	MnO	0	0	CaO	5.82	5.44	5.74
MgO	3.47	2.48	2.61	3.14	3.43	3.52	MgO	11.44	11.64	Na ₂ O	8.72	9.06	8.84
CaO	4.69	4.22	5.23	4.56	4.06	4.03	CaO	0	0	K ₂ O	0	0	0.15
*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	Na ₂ O	0.64	0.49	*****	*****	*****	*****
Total	100.37	99.52	100.26	100.51	100.58	100.93	K ₂ O	8.52	8.63	Total	100.09	100.57	100.05
Si	2.965	2.991	2.984	2.954	2.97	2.974	Total	95.5	95.98	Si	2.729	2.751	2.721
Al IV	0.035	0.009	0.016	0.046	0.03	0.026	Si	5.521	5.486	Al	1.26	1.235	1.266
Al VI	1.974	1.966	1.956	1.909	1.945	1.96	Al IV	2.479	2.514	Ti	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	Al VI	0.887	0.845	Fe	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0	Ti	0.157	0.171	Mg	0	0	0
Fe 3+	0.034	0.036	0.048	0.102	0.062	0.046	Cr	0	0	Ca	0.277	0.257	0.274
Fe 2+	2.194	2.243	2.173	2.212	2.25	2.246	Fe	2.152	2.182	Na	0.751	0.776	0.763
Mn	0	0.093	0.069	0.031	0	0	Mn	0	0	K	0	0	0.009
Mg	0.412	0.299	0.311	0.374	0.407	0.415	Mg	2.541	2.578	Z	3.989	3.986	3.987
Ca	0.4	0.365	0.448	0.39	0.347	0.342	Ca	0	0	X	1.028	1.033	1.045
Z	3	3	3	3	3	3	Na	0.185	0.14	an	0.269	0.249	0.262
Y	2.008	2.002	2.004	2.011	2.007	2.006	K	1.62	1.635	ab	0.731	0.751	0.73
X	3.005	3.001	3.002	3.007	3.004	3.004	Z	8	8	or	0	0	0.008
alm	0.73	0.747	0.724	0.736	0.749	0.748	Y	5.737	5.776				
sps	0	0.031	0.023	0.01	0	0	X	1.805	1.775				
pyr	0.137	0.1	0.104	0.124	0.136	0.138	Xmg	0.541	0.542				
grs	0.116	0.104	0.125	0.079	0.084	0.091	A(mu)	-0.189	-0.194				
anr	0.017	0.018	0.024	0.051	0.031	0.023	A(or)	0.157	0.153				
uvr	0	0	0	0	0	0							
Xmg	0.158	0.118	0.125	0.145	0.153	0.156							
A	0.278	0.28	0.284	0.274	0.271	0.272							
Fe ₂ O ₃	0.575	0.596	0.795	1.7	1.042	0.778							
FeO	32.98	33.182	32.48	33.102	33.8	33.896							

TK817 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs P et T
Torino 3/22/94

GRENATS

Anal. N°	S1 GT1	S1GT2	S1 GT5	S1GT11	S1GT17	S1GT18	S1GT20	S1GT22	S1GT24	S1GT47	S2GT1	S2GT2	S2GT5	S1GT6	S2GT7	S2GT8	S2GT9	S2GT13
SiO2	37.74	37.47	37.52	37.61	37.94	36.9	37.27	36.84	37.01	37.62	38.11	37.71	37.26	38.15	38.15	37.4	37.8	37.77
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20.8	20.66	21.26	21.43	21.35	20.93	20.51	21.22	20.38	20.6	21.33	21.25	21.04	21.03	21.12	20.79	21.07	20.95
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	35.66	35.38	35.15	35.16	34.86	34.89	35.3	35.57	35.51	35.87	35.58	34.6	35.16	34.86	35.44	35.44	35.26	35.34
MnO	2.68	2.48	2.16	0.94	1.11	0.91	1.42	2.83	2.81	1.75	1.21	1.14	4.07	0.85	0.87	2.09	3.6	2.96
MgO	3.13	2.68	3.31	3.85	3.97	3.78	3.31	2.72	3	2.91	3.95	3.85	2.54	4.03	4.31	3.06	2.61	2.97
CaO	1.07	2.09	1.97	1.86	2.23	2.05	1.88	1.58	1.5	2.2	1.82	2.16	1.54	2.15	2.05	1.4	1.51	1.61
.....
Total	101.09	100.75	101.37	100.84	101.46	99.45	99.69	100.76	100.21	100.95	102	100.71	101.61	101.07	101.93	100.18	101.84	101.6
Si	3.011	3.004	2.979	2.987	2.991	2.975	3.006	2.96	2.987	3.005	2.994	2.996	2.975	3.014	2.992	3.008	3.003	3.001
Al IV	0	0	0.021	0.013	0.009	0.025	0	0.04	0.013	0	0.006	0.004	0.025	0	0.008	0	0	0
Al VI	1.956	1.952	1.969	1.993	1.975	1.964	1.949	1.97	1.926	1.94	1.968	1.986	1.954	1.958	1.945	1.971	1.972	1.962
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe 3+	0.042	0.047	0.036	0.01	0.027	0.042	0.049	0.039	0.078	0.059	0.033	0.015	0.052	0.039	0.057	0.027	0.027	0.038
Fe 2+	2.337	2.325	2.298	2.325	2.272	2.31	2.332	2.351	2.319	2.338	2.305	2.284	2.295	2.264	2.268	2.356	2.316	2.31
Mn	0.181	0.168	0.145	0.063	0.074	0.062	0.097	0.192	0.192	0.118	0.081	0.077	0.275	0.057	0.058	0.142	0.242	0.199
Mg	0.372	0.32	0.392	0.455	0.467	0.454	0.398	0.326	0.361	0.347	0.462	0.456	0.302	0.474	0.504	0.367	0.309	0.352
Ca	0.092	0.18	0.167	0.158	0.189	0.177	0.163	0.136	0.13	0.188	0.153	0.184	0.132	0.182	0.172	0.121	0.129	0.137
Z	3.011	3.004	3	3	3	3	3.006	3	3	3.005	3	3	3	3.014	3	3.008	3.003	3.001
Y	1.998	1.999	2.005	2.003	2.002	2.006	1.999	2.009	2.003	1.999	2.001	2.001	2.006	1.997	2.002	1.998	1.999	2
X	2.982	2.993	3.003	3.002	3.001	3.004	2.99	3.006	3.002	2.991	3.001	3.001	3.004	2.977	3.001	2.987	2.996	2.998
alm	0.784	0.777	0.765	0.775	0.757	0.769	0.78	0.782	0.773	0.782	0.768	0.761	0.764	0.761	0.756	0.789	0.773	0.77
sps	0.061	0.056	0.048	0.021	0.025	0.021	0.032	0.064	0.064	0.04	0.027	0.026	0.092	0.019	0.019	0.048	0.081	0.066
pyr	0.125	0.107	0.13	0.152	0.155	0.151	0.133	0.108	0.12	0.116	0.154	0.152	0.1	0.159	0.168	0.123	0.103	0.117
grs	0.01	0.036	0.038	0.048	0.049	0.038	0.03	0.026	0.004	0.033	0.035	0.054	0.018	0.041	0.029	0.027	0.029	0.027
anr	0.021	0.024	0.018	0.005	0.013	0.021	0.025	0.02	0.039	0.029	0.016	0.008	0.026	0.02	0.028	0.014	0.014	0.019
uvr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Xmg	0.137	0.121	0.146	0.164	0.17	0.164	0.146	0.122	0.135	0.129	0.167	0.166	0.116	0.173	0.182	0.135	0.118	0.132
A	0.265	0.27	0.27	0.265	0.266	0.265	0.263	0.273	0.266	0.265	0.263	0.266	0.276	0.263	0.261	0.266	0.273	0.269
Fe2O3	0.696	0.783	0.604	0.169	0.454	0.691	0.811	0.649	1.277	0.976	0.558	0.251	0.871	0.653	0.964	0.452	0.453	0.634
FeO	35.03	34.672	34.61	35.005	34.451	34.264	34.567	34.984	34.361	34.994	35.08	34.371	34.377	34.275	34.569	35.033	34.855	34.769

TK817 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs P et T

Torino 3/22/94

BIOTITES

Anal. N°	S1BT48	S1BT50	S1BT52	S1BT53	S1BT57	S1BT58	S1BT59	S1BT61	S1BT64	S1BT65	S2BT14	S2BT17	S2BT18	S2BT19	Anal. N°	S1MU69
SiO ₂	35.94	37.51	35.71	36.07	36.72	37.41	37.34	36.73	35.46	35.78	35.57	35.83	35.86	35.3	SiO ₂	46.31
TiO ₂	1.2	1.93	1.27	1.21	2.03	2.21	2.03	1.79	1.47	1.65	1.09	1.48	1.53	1.91	TiO ₂	0.56
Al ₂ O ₃	21.2	20.68	20.34	20.72	19.86	19.88	20.54	20.98	20.18	20.11	20	20.85	20.56	19.96	Al ₂ O ₃	35.2
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Cr ₂ O ₃	0
FeO	19.06	15.17	20.41	19.82	16.58	15.76	15.19	15.63	20.78	20.08	20.72	19.97	20.91	19.78	FeO	1.6
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	MnO	0
MgO	8.69	11.45	8.82	9.12	11.17	11.41	11.71	10.97	8.9	8.59	8.75	8.58	8.55	8.78	MgO	0.93
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	CaO	0
Na ₂ O	0.48	0.5	0	0.67	0.46	0.95	0.65	0	0.56	0.61	0	0.45	0.47	0.43	Na ₂ O	1.02
K ₂ O	8.94	8.8	9.17	8.91	9.01	8.69	8.89	8.93	9.06	9.02	8.97	8.99	9.06	9.02	K ₂ O	9.93

Total	95.51	96.04	95.73	96.52	95.83	96.3	96.35	95.03	96.4	95.85	95.1	96.15	96.95	95.19	Total	95.56
Si	5.407	5.489	5.405	5.395	5.447	5.489	5.458	5.446	5.352	5.409	5.426	5.384	5.373	5.372	Si	6.147
Al IV	2.593	2.511	2.595	2.605	2.553	2.511	2.542	2.554	2.648	2.591	2.574	2.616	2.627	2.628	Al IV	1.853
Al VI	1.167	1.056	1.033	1.047	0.919	0.927	0.997	1.112	0.941	0.991	1.022	1.076	1.003	0.952	Al VI	3.654
Ti	0.136	0.212	0.144	0.136	0.227	0.244	0.224	0.2	0.167	0.188	0.125	0.167	0.173	0.219	Ti	0.056
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Cr	0
Fe	2.398	1.857	2.584	2.479	2.057	1.933	1.856	1.939	2.622	2.539	2.643	2.51	2.619	2.518	Fe	0.178
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Mn	0
Mg	1.948	2.498	1.99	2.033	2.47	2.496	2.551	2.425	2.003	1.937	1.99	1.922	1.91	1.992	Mg	0.184
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Ca	0
Na	0.139	0.141	0	0.194	0.132	0.27	0.183	0	0.164	0.178	0	0.131	0.137	0.126	Na	0.263
K	1.716	1.643	1.771	1.7	1.704	1.626	1.657	1.689	1.745	1.74	1.745	1.724	1.732	1.751	K	1.681
Z	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	Z	8
Y	5.649	5.623	5.751	5.695	5.673	5.6	5.629	5.676	5.733	5.654	5.779	5.675	5.705	5.681	Y	4.071
X	1.855	1.784	1.771	1.894	1.836	1.895	1.84	1.689	1.909	1.917	1.745	1.855	1.869	1.877	X	1.944
Xmg	0.448	0.574	0.435	0.451	0.546	0.564	0.579	0.556	0.433	0.433	0.429	0.434	0.422	0.442	Xmg	0.508
A(mu)	-0.19	-0.185	-0.226	-0.191	-0.221	-0.194	-0.194	-0.191	-0.216	-0.224	-0.215	-0.2	-0.209	-0.228	mu	0.865
A(or)	0.19	0.181	0.169	0.178	0.163	0.17	0.176	0.185	0.166	0.171	0.167	0.182	0.173	0.169	pg	0.135
															ma	0

TK817 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs P et T

Torino 3/22/94

PLAGIOCLASES

Anal. N°	S1PL33	S1PL37	S1PL39	S2PL21	S2PL22
SiO ₂	61.82	60.89	60.97	62.07	62.51
TiO ₂	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	24.37	23.94	23.98	23.69	23.49
FeO	0	0.34	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0
CaO	5.45	6.09	5.81	5.4	5.3
Na ₂ O	8.32	8.53	8.66	8.58	8.53
K ₂ O	0	0	0	0.31	0.24
	*****	*****	*****	*****	*****
Total	99.95	99.79	99.42	100.06	100.06
Si	2.738	2.719	2.726	2.754	2.768
Al	1.272	1.26	1.263	1.239	1.226
Ti	0	0	0	0	0
Fe	0	0.013	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0
Ca	0.259	0.291	0.278	0.257	0.252
Na	0.714	0.739	0.75	0.738	0.732
K	0	0	0	0.017	0.013
Z	4.01	3.978	3.989	3.992	3.994
X	0.973	1.03	1.029	1.012	0.997
an	0.266	0.283	0.271	0.254	0.252
ab	0.734	0.717	0.729	0.729	0.734
or	0	0	0	0.017	0.013

TK824

Torino 23/03/1994

GRENATS

Anal. N°	S7GT2	S7GT4	S7GT6	S7GT8	S7GT9
SiO ₂	38.7	38.59	38.67	38.44	38.4
TiO ₂	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	20.99	21.45	21.59	21.48	21.61
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0
FeO	29.76	29.47	29.67	30.25	28.11
MnO	0.61	1.26	1.72	1.5	0
MgO	3.36	3.21	2.95	2.99	3.83
CaO	7.93	7.36	7.17	7.28	8.64
	*****	*****	*****	*****	*****
Total	101.35	101.35	101.77	101.95	100.59
Si	3.019	3.014	3.014	2.998	3.001
Al IV	0	0	0	0.002	0
Al VI	1.929	1.974	1.984	1.972	1.991
Cr	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0
Fe 3+	0.066	0.022	0.013	0.028	0.009
Fe 2+	1.875	1.903	1.921	1.944	1.829
Mn	0.04	0.084	0.114	0.099	0
Mg	0.391	0.374	0.343	0.348	0.446
Ca	0.663	0.616	0.599	0.608	0.723
Z	3.019	3.014	3.014	3	3.001
Y	1.996	1.997	1.997	2.001	2
X	2.969	2.976	2.976	3	2.998
alm	0.632	0.639	0.645	0.648	0.61
sps	0.014	0.028	0.038	0.033	0
pyr	0.132	0.126	0.115	0.116	0.149
grs	0.19	0.196	0.195	0.189	0.237
anr	0.034	0.011	0.007	0.014	0.004
uvr	0	0	0	0	0
Xmg	0.172	0.164	0.151	0.152	0.196
A	0.299	0.302	0.305	0.301	0.304
Fe ₂ O ₃	1.132	0.38	0.225	0.484	0.149
FeO	28.744	29.128	29.463	29.81	27.976

BIOTITES

Anal. N°	S7BT10	S7BT12	S8BT7	S8BT8
SiO ₂	37.11	36.68	36.78	36.55
TiO ₂	2.51	2.21	3.14	2.6
Al ₂ O ₃	16.15	16.52	16.16	16.38
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0
FeO	21.25	20.43	18.91	19.18
MnO	0	0	0	0
MgO	10.36	10.41	11.62	11.13
CaO	0	0	0	0
Na ₂ O	0	0	0	0
K ₂ O	9.08	9.33	9.21	9.22
	*****	*****	*****	*****
Total	96.46	95.58	95.82	95.06
Si	5.609	5.587	5.548	5.565
Al IV	2.391	2.413	2.452	2.435
Al VI	0.485	0.552	0.42	0.505
Ti	0.286	0.253	0.356	0.298
Cr	0	0	0	0
Fe	2.686	2.603	2.385	2.443
Mn	0	0	0	0
Mg	2.334	2.363	2.612	2.526
Ca	0	0	0	0
Na	0	0	0	0
K	1.751	1.813	1.773	1.79
Z	8	8	8	8
Y	5.791	5.771	5.773	5.772
X	1.751	1.813	1.773	1.79
Xmg	0.465	0.476	0.523	0.508
A(mu)	-0.31	-0.332	-0.324	-0.324
A(or)	0.101	0.104	0.099	0.104

TK824 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs P et T
Torino .23/03/1994

PLAGIOCLASES

Anal. N°	S7PL21	S7PL22	S7PL23	S7PL24	S8PL13	S8PL14
SiO ₂	50.3	45.9	45.61	46.18	48.1	47.24
TiO ₂	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	33	35.8	35.85	35.23	34.58	35.06
FeO	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0
CaO	15.97	19.77	19.25	19	17.74	18.39
Na ₂ O	2.81	0.83	0.99	1.27	2.13	1.61
K ₂ O	0	0	0	0	0	0
	*****	*****	*****	*****	*****	*****
Total	102.08	102.3	101.69	101.68	102.55	102.3
Si	2.251	2.074	2.071	2.096	2.157	2.126
Al	1.741	1.906	1.919	1.885	1.828	1.86
Ti	0	0	0	0	0	0
Fe	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0
Ca	0.766	0.957	0.937	0.924	0.852	0.887
Na	0.244	0.073	0.087	0.112	0.186	0.14
K	0	0	0	0	0	0
Z	3.991	3.98	3.99	3.981	3.984	3.986
X	1.009	1.029	1.023	1.036	1.038	1.027
an	0.759	0.929	0.915	0.892	0.821	0.863
ab	0.241	0.071	0.085	0.108	0.179	0.137
or	0	0	0	0	0	0

AMPHIBOLES

Anal. N°	S7AM13	S7AM17
SiO ₂	46.4	43.75
TiO ₂	0.8	0.86
Al ₂ O ₃	11.83	14.03
Cr ₂ O ₃	0	0
FeO	15.49	15.48
MnO	0	0
MgO	10.34	9.82
CaO	11.89	12.24
Na ₂ O	0.84	1.17
K ₂ O	0.67	1.08
	*****	*****
Total	98.25	98.43
Si	6.754	6.425
Al IV	1.246	1.575
Al VI	0.783	0.853
Ti	0.087	0.095
Cr	0	0
Fe 3+	0.215	0.143
Mn	0	0
Mg	2.243	2.151
Fe 2+	1.67	1.758
Fe 2+	0	0
Ca	1.854	1.926
Na	0.146	0.074
Na	0.092	0.26
K	0.125	0.202
Xmg	0.573	0.55
Fe ₂ O ₃	1.967	1.294
FeO	13.718	14.316

TK846 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs de P et T

Torino 3/22/94

GRENATS					BIOTITES				PLAGIOCLASES		
Anal. N°	S3GT1	S3 GT10	S4GT6	S4GT7	Anal. N°	S3BT13	S4BT12	S4BT13	Anal. N°	S3PL15	S3PL16
SiO ₂	37.95	38.63	37.76	37.63	SiO ₂	36.58	37.11	36.42	SiO ₂	58.17	60.95
TiO ₂	0	0	0	0	TiO ₂	1.57	1.73	0.91	TiO ₂	0	0
Al ₂ O ₃	21.14	21.5	21.27	21.11	Al ₂ O ₃	18.27	18.65	18.86	Al ₂ O ₃	25.99	24.72
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	Cr ₂ O ₃	0	0	0	FeO	0	0
FeO	31.27	31.52	31.5	31.89	FeO	18.51	17.53	17.28	MgO	0	0
MnO	0.54	0	0	0	MnO	0	0	0	CaO	7.9	6.25
MgO	4.04	4.53	4.18	4.26	MgO	9.86	10.32	10.99	Na ₂ O	7.15	8.19
CaO	5.14	5.11	5.29	4.71	CaO	0	0	0	K ₂ O	0.15	0
.....	Na ₂ O	0.46	0.54	0.41
Total	100.08	101.29	100.01	99.59	K ₂ O	8.9	9.18	9.34	Total	99.35	100.11
								
Si	3.004	3.01	2.99	2.994	Total	94.15	95.05	94.22	Si	2.618	2.705
Al IV	0	0	0.01	0.006					Al	1.379	1.293
					Si	5.584	5.584	5.535			
Al VI	1.973	1.974	1.975	1.974	Al IV	2.416	2.416	2.465	Ti	0	0
Cr	0	0	0	0					Fe	0	0
Ti	0	0	0	0	Al VI	0.871	0.891	0.914	Mg	0	0
Fe 3+	0.026	0.024	0.028	0.028	Ti	0.18	0.196	0.104			
					Cr	0	0	0	Ca	0.381	0.297
Fe 2+	2.044	2.03	2.059	2.094	Fe	2.364	2.206	2.197	Na	0.624	0.705
Mn	0.036	0	0	0	Mn	0	0	0	K	0.008	0
Mg	0.477	0.526	0.494	0.505	Mg	2.243	2.314	2.49			
Ca	0.436	0.427	0.449	0.401					Z	3.996	3.998
					Ca	0	0	0	X	1.013	1.002
Z	3.004	3.01	3	3	Na	0.135	0.156	0.121			
Y	1.999	1.998	2.002	2.001	K	1.734	1.763	1.812	an	0.376	0.297
X	2.993	2.984	3.001	3.001					ab	0.616	0.703
					Z	8	8	8	or	0.008	0
alm	0.683	0.681	0.686	0.698	Y	5.658	5.607	5.705			
sps	0.012	0	0	0	X	1.869	1.919	1.932			
pyr	0.159	0.176	0.165	0.168							
grs	0.132	0.131	0.136	0.12	Xmg	0.487	0.512	0.531			
anr	0.013	0.012	0.014	0.014							
uvr	0	0	0	0	A(mu)	-0.263	-0.281	-0.281			
					A(or)	0.144	0.146	0.143			
Xmg	0.189	0.206	0.193	0.194							
A	0.281	0.279	0.28	0.276							
Fe ₂ O ₃	0.444	0.403	0.462	0.462							
FeO	30.867	31.158	31.088	31.469							

TK899 Analyses de minéraux utilisées pour les calculs de P et T
Torino 3/22/94

GRENATS

Anal. N°	S5GT1	S5GT3	S5GT5	S5GT12	S5GT13	S5GT14
SiO2	37.09	37.29	36.85	37.27	36.81	37.45
TiO2	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20.53	20.72	20.78	21.23	21.18	21.25
Cr2O3	0	0	0	0	0	0
FeO	33.14	33.81	32.88	33.35	34.24	33.75
MnO	4.25	2	3.25	2.88	2.45	3.63
MgO	2.92	3.43	2.88	2.94	3.32	2.79
CaO	1.93	2.68	3.01	2.97	3.11	2.46
*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
Total	99.87	99.92	99.65	100.65	101.11	101.33
Si	2.997	2.994	2.978	2.979	2.932	2.981
Al IV	0.003	0.006	0.022	0.021	0.068	0.019
Al VI	1.952	1.954	1.957	1.979	1.92	1.975
Cr	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0
Fe 3+	0.049	0.047	0.049	0.026	0.096	0.029
Fe 2+	2.191	2.224	2.173	2.204	2.184	2.217
Mn	0.291	0.136	0.222	0.195	0.165	0.245
Mg	0.351	0.411	0.347	0.35	0.394	0.331
Ca	0.167	0.231	0.261	0.254	0.265	0.209
Z	3	3	3	3	3	3
Y	2.001	2.001	2.005	2.005	2.016	2.004
X	3	3.001	3.003	3.003	3.01	3.003
alm	0.73	0.741	0.724	0.734	0.726	0.738
sps	0.097	0.045	0.074	0.065	0.055	0.082
pyr	0.117	0.137	0.116	0.117	0.131	0.11
grs	0.031	0.053	0.062	0.072	0.04	0.055
anr	0.024	0.023	0.024	0.013	0.048	0.015
uvr	0	0	0	0	0	0
Xmg	0.138	0.156	0.138	0.137	0.153	0.13
A	0.278	0.271	0.282	0.281	0.278	0.281
Fe2O3	0.804	0.777	0.802	0.431	1.602	0.486
FeO	32.421	33.113	32.155	32.967	32.795	33.31

BIOTITES

Anal. N°	S5BT26	S5BT28	S5BT31
SiO2	35.71	35.58	35.85
TiO2	2.55	2.82	2.99
Al2O3	19.17	19.64	19.53
Cr2O3	0	0	0
FeO	20.97	21.35	20.9
MnO	0	0	0
MgO	8.02	8	7.71
CaO	0	0	0
Na2O	0	0	0
K2O	9.13	8.83	8.61
*****	*****	*****	*****
Total	95.55	96.22	95.58
Si	5.437	5.378	5.433
Al IV	2.563	2.622	2.567
Al VI	0.879	0.877	0.92
Ti	0.292	0.321	0.341
Cr	0	0	0
Fe	2.67	2.7	2.648
Mn	0	0	0
Mg	1.822	1.802	1.741
Ca	0	0	0
Na	0	0	0
K	1.774	1.704	1.665
Z	8	8	8
Y	5.663	5.7	5.65
X	1.774	1.704	1.665
Xmg	0.406	0.4	0.397
A(mu)	-0.265	-0.218	-0.207
A(or)	0.157	0.166	0.172

MUSCOVITE

Anal. N°	S6MB13
SiO2	46.1
TiO2	0.91
Al2O3	35.56
Cr2O3	0
FeO	0.87
MnO	0
MgO	0.69
CaO	0
Na2O	1.02
K2O	10.08
*****	*****
Total	95.22
Si	6.125
Al IV	1.875
Al VI	3.693
Ti	0.091
Cr	0
Fe	0.096
Mn	0
Mg	0.136
Ca	0
Na	0.262
K	1.708
Z	8
Y	4.015
X	1.971
Xmg	0.585
mu	0.867
pg	0.133
ma	0

PLAGIOCLASES

Anal. N°	S5PL36	S5PL37	S5PL38	S5PL39
SiO2	63.45	62.11	63.55	62.9
TiO2	0	0	0	0
Al2O3	23.04	23.53	23.14	22.79
FeO	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0
CaO	4.29	4.9	3.89	4.38
Na2O	9.05	9.15	9.46	9.78
K2O	0.19	0	0.17	0
*****	*****	*****	*****	*****
Total	100.02	99.68	100.21	99.86
Si	2.803	2.762	2.802	2.791
Al	1.199	1.233	1.203	1.192
Ti	0	0	0	0
Fe	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0
Ca	0.203	0.233	0.184	0.208
Na	0.775	0.789	0.809	0.841
K	0.011	0	0.009	0
Z	4.002	3.994	4.004	3.983
X	0.989	1.022	1.002	1.05
an	0.206	0.228	0.183	0.198
ab	0.784	0.772	0.807	0.802
or	0.011	0	0.009	0

ANNEXE 4

LOCALISATION ET CARACTÈRES MACROSCOPIQUES DES ÉCHANTILLONS DES ORTHOGNEISS DE LA BASHA ET DU BUKPUN

Orthogneiss de la Basha

TK443 est issu d'un affleurement situé juste au-dessus du village de Bisil. C'est un faciès oeilé, mésocrate, riche en biotite, à mégacristsaux de feldspath parfois pluricentimétriques.

TK453 a été échantillonné au pied de la falaise surplombant Bisil à l'Est. C'est un faciès d'orthogneiss à grain fin très leucocrate, rubané à Mu-Grt-Tm. Les Tm, dispersées dans la roche, sont allongées selon la linéation.

TK459 provient d'un bloc situé au pied d'une falaise, en amont de Murtswa. C'est un orthogneiss à grain fin, leucocrate, à Bt-Grt et rubans quartzofeldpathiques.

TK462 est issu de la falaise située juste en aval de Murtswa dans laquelle se dessine le grand pli isoclinal déjà décrit par Desio (1985). Il a été prélevé sur bloc et correspond à un orthogneiss à grain moyen, non rubané, à 2M-Grt et yeux centimétriques de cordiérite. A l'affleurement, des zones rubanées et des poches de pegmatite sont localement observables dans cet orthogneiss globalement homogène.

TK464 est un orthogneiss du même type que TK462 mais plus fin contenant des passées pegmatitiques, échantillonné sur un affleurement moutonné situé en aval de Sesko (Sonhal), dans un secteur où s'observent des zones à forte crénulation.

TK524 est un faciès identique à TK462 mais plus fin, fortement linéé, prélevé en éboulis en amont de Bulcho, juste en face de Murtswa.

TK764 provient de la moraine rive droite de la vallée glaciaire de Khanga (bras Est de Niamur). Dans cette vallée, ce faciès n'a été observé qu'en rive droite du glacier. Il provient des niveaux structurellement les plus élevés du dôme du Mangol Bluk (face Sud). C'est un orthogneiss fin, leucocrate, à deux micas, fortement folié.

TK776 est un orthogneiss leucocrate à 2 micas-Tm fortement folié échantillonné dans la vallée de Tipuri (Sud d'Arandu) sur le versant Nord du Mangol Bluk.

TK779 correspond à un faciès à Grt, plus grossier, prélevé dans la vallée de Tipuri.

TK787 est un orthogneiss leucocrate à 2M très folié, à bandes quartzofeldspathiques, prélevé au pied de la falaise qui domine Demal. Ce faciès peut contenir des Grt parfois pluricentimétriques.

TK821 est un gneiss oeilé à Bt échantillonné sur l'alpage de Phushika, au-dessus de Tisa Birri, en rive droite de la Basha.

TK827 provient d'un bloc correspondant au gneiss leucocrate à 2M-Grt-Tm observé en place sur la crête de l'alpage précité et échantillonné dans le torrent séparant Doko de Tisa Birri. Il est semblable à TK776.

TK897 enfin, provient de l'éperon situé à la jonction Basha-Braldu, au Sud, dans lequel se prolongent les faciès décrits précédemment. C'est un gneiss homogène à 2M-Grt.

Orthogneiss du Bukpun s.s

TK373 provient d'un affleurement proche de Shing Kuru composé d'orthogneiss rubanés à alternances de lits aplitiques et granitiques, situés structurellement au-dessus des orthogneiss "léopards" (TK391). C'est un faciès leucocrate, à deux micas, à grain moyen, à forte foliation marquée par des figures de cisaillement S-C.

TK380 (Bloc sous affleurement) a été échantillonné en bordure du glacier de Kilwuri. C'est un gneiss mésocrate, à grain moyen fin, riche en biotite, à multiples enclaves biotitiques microgrenues fortement aplaties, de taille décimétrique à métrique.

TK386 est un orthogneiss mésocrate, à petits yeux de feldspaths plurimillimétriques dans une matrice micacée fine (deux micas), prélevé dans un cône d'éboulis au-dessus du hameau de Chohob Langsa.

TK387 provient d'un affleurement d'orthogneiss homogène, leucocrate, à grain moyen-fin, très folié, situé dans le vallon de Chohob Langsa.

TK391 est un faciès plutôt clair parsemé de "taches" biotitiques centimétriques (faciès "léopard") et prélevé dans un éboulis en rive gauche du Chogo Lungma à proximité de l'alpage de Bokun. Cet orthogneiss est riche en enclaves biotitiques aplaties selon la foliation et pouvant atteindre un mètre de long. Ses caractéristiques pétrographiques le rapprochent des échantillons de Remendok.

TK573 est issu d'un affleurement d'orthogneiss fin, mésocrate, riche en biotite, très folié situé au niveau de la moraine latérale du Chogo, en rive droite du glacier de Kilwuri.

Enfin, **TK696** est un orthogneiss à biotite relativement leucocrate, folié, à grain moyen, sub-en place, situé juste sous le contact (intrusif) supérieur des orthogneiss avec les formations métasédimentaires, au-dessus de Kurumal.

ANNEXE 5 ANALYSES DE MINÉRAUX DE LA SYÉNITE D'HEMASIL

Syénite d'Hemasil - Analyses de minéraux

TK839-9	TK839-10	TK839-17	TK839-23	TK839-2	TK839-1	TK839-18	TK839-19	TK839-20	
Feldspaths potassiques				Plagioclases albite	Plagioclases bordure coeur bordure				
SiO2	65.80	67.55	65.68	66.26	69.22	64.92	63.27	64.16	64.20
Al2O3	18.99	19.10	18.77	18.68	19.78	22.98	24.01	23.29	23.43
MgO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00
FeO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.09	0.05	0.06	0.00	0.11
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.01	0.08	0.00	0.06	0.02	0.04	0.00
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	3.93	5.14	4.20	4.21
Na2O	1.87	1.88	1.86	1.85	11.73	9.68	8.85	9.49	9.34
K2O	14.69	14.25	14.56	14.90	0.20	0.44	0.29	0.25	0.18
Total	101.39	102.79	100.91	101.80	101.54	102.07	101.66	101.47	101.49
Si	11.937	12.024	11.964	11.982	11.938	11.261	11.042	11.192	11.189
Al	4.059	4.005	4.028	3.980	4.021	4.698	4.938	4.788	4.812
Mg	0.001	0.001	0.006	0.006	0.001	0.001	0.001	0.008	0.001
Fe2+	0.002	0.000	0.000	0.000	0.014	0.008	0.010	0.000	0.018
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.011	0.000	0.008	0.003	0.005	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.002	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.081	0.730	0.960	0.784	0.786
Na	0.658	0.648	0.657	0.650	3.923	3.257	2.996	3.210	3.157
K	3.400	3.234	3.383	3.437	0.043	0.097	0.065	0.056	0.041
Total	20.062	19.914	20.041	20.066	20.031	20.062	20.018	20.044	20.004
%Albite	16.214	16.698	16.264	15.892	96.939	79.737	74.493	79.259	79.246
% Anorthite	0.010	0.010	0.010	0.009	1.990	17.879	23.879	19.362	19.733
% Orthose	83.777	83.292	83.727	84.098	1.071	2.384	1.628	1.379	1.021

Formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes.

	TK839-11	TK839-12	TK839-13	TK839-24
Epidotes				
	bordure	coeur	bordure	
SiO2	37.66	38.13	37.80	37.86
Al2O3	23.62	24.86	24.65	24.85
MgO	0.02	0.04	0.00	0.00
FeO*	11.18	10.03	9.61	9.48
MnO	0.06	0.12	0.18	0.21
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.07	0.17	0.05	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	23.24	23.63	23.40	23.57
Na2O	0.00	0.03	0.00	0.02
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	95.85	97.00	95.69	96.01
Si	3.206	3.174	3.182	3.174
Al	2.370	2.439	2.445	2.455
Fe3+	0.796	0.698	0.677	0.665
Ti	0.005	0.011	0.003	0.001
Mn	0.004	0.008	0.013	0.015
Mg	0.003	0.004	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	2.119	2.107	2.110	2.117
Na	0.000	0.004	0.000	0.003
K	0.001	0.000	0.000	0.000

Formule structurale calculée sur 12.5 oxygènes, excluant H₂O.

	TK839-14	TK839-15	TK839-16
Titanites			
SiO2	30.45	29.59	30.27
Al2O3	3.55	1.17	1.61
MgO	0.00	0.04	0.04
FeO*	0.77	0.87	1.18
MnO	0.05	0.17	0.18
Cr2O3	0.01	0.00	0.00
TiO2	35.04	37.76	37.43
NiO	0.00	0.04	0.01
CaO	28.66	27.40	28.07
Na2O	0.08	0.03	0.01
K2O	0.01	0.01	0.00
Total	98.61	97.08	98.80
Si	4.000	4.000	4.000
Ti	3.462	3.838	3.720
Al	0.549	0.186	0.251
Mg	0.001	0.008	0.007
Fe2+	0.085	0.098	0.130
Mn	0.005	0.020	0.020
Cr	0.001	0.000	0.000
Ni	0.000	0.005	0.001
Ca	4.033	3.968	3.975
Na	0.019	0.008	0.001
K	0.002	0.002	0.000
Somme	12.156	12.133	12.107

Formule structurale calculée sur la base de 4 siliciums.

Amphibolite - TK505

					Amphibonite - TK505			
TK839-3	TK839-4	TK839-5	TK839-21		S12AM1	S12AM2	S12AM3	S12AM4
Ferro-pargasites					Hastingsites			
SiO2	35.28	36.09	37.67	36.92	41.43	43.37	43.21	41.42
Al2O3	16.27	16.38	15.28	15.65	12.78	11.49	11.4	13.21
MgO	5.09	5.45	5.60	5.49	10.06	12.06	10.57	10.6
FeO*	22.02	21.67	21.91	21.39	16.82	14.67	16.65	15.04
MnO	1.72	1.77	1.65	1.72	0.00	0.33	0.00	0.38
Cr2O3	0.07	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.93	0.83	0.81	0.83	0.46	0.45	0.68	0.79
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00				
CaO	9.86	9.67	9.53	9.71	11.36	11.63	11.82	11.77
Na2O	2.52	2.80	3.15	2.75	1.92	1.87	1.16	1.75
K2O	2.83	2.70	2.73	2.76	0.69	0.42	0.87	0.78
Total	96.60	97.43	98.37	97.22	95.52	96.3	96.35	95.74
Si	5.591	5.646	5.826	5.773	6.269	6.423	6.469	6.241
Al iv	2.409	2.354	2.174	2.227	1.731	1.577	1.531	1.759
Al vi	0.629	0.665	0.611	0.656	0.549	0.428	0.479	0.586
Ti	0.111	0.097	0.094	0.098	0.052	0.05	0.077	0.089
Cr	0.009	0.010	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.698	0.742	0.604	0.532
Mn	0.231	0.234	0.216	0.228	0.000	0.042	0.000	0.048
Mg	1.203	1.272	1.292	1.279	2.271	2.662	2.359	2.382
Fe2+	3.244	3.150	3.148	3.108	1.43	1.075	1.48	1.362
Ca	1.674	1.620	1.578	1.627	1.841	1.845	1.896	1.9
Na	0.776	0.848	0.944	0.834	0.563	0.536	0.336	0.512
K	0.572	0.540	0.538	0.550	0.134	0.08	0.166	0.15
Total	16.448	16.436	16.426	16.379	15.538	15.460	15.397	15.561

Formule structurale calculée sur la base de 23 oxygènes, excluant H₂O.

Syénite d'Hemasil- Analyses de minéraux - suite

	TK839-6	TK839-7	TK839-8	TK839-22	TK839-25	TK506/S5Bt26	TK506/S5Bt27	TK506/S5Bt28	TK506/S5Bt29	TK506/S5Bt30	TK506/S6Bt31
Biotites	Biotites										
SiO ₂	34.58	34.26	33.53	33.96	33.57	33.77	32.68	32.87	32.81	34.11	33.51
Al ₂ O ₃	16.97	17.01	16.52	16.48	16.78	17.85	17.83	17.95	17.93	17.78	18.21
MgO	8.84	8.87	8.63	8.52	8.94	8.91	9.23	8.91	9.20	9.25	8.98
FeO*	22.59	22.32	23.70	22.89	22.80	17.76	17.96	17.61	17.46	18.14	17.56
MnO	1.69	1.45	1.67	1.65	1.58	2.77	2.96	2.97	3.00	2.81	3.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.08	0.00
TiO ₂	1.19	1.42	0.99	1.52	1.55	1.54	1.57	1.65	1.64	1.59	1.76
NiO	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.04	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.11	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.19	0.12	0.13	0.22	0.23	0.09	0.09	0.13	0.24	0.36	0.20
K ₂ O	9.88	9.69	9.81	9.87	10.10	10.08	9.86	9.83	10.02	9.71	9.65
Total	96.08	95.18	94.99	95.10	95.56	92.88	92.37	91.92	92.34	93.83	92.89
Si	5.393	5.377	5.336	5.372	5.293	5.363	5.245	5.283	5.258	5.360	5.310
Al IV	2.607	2.623	2.664	2.628	2.707	2.637	2.755	2.717	2.742	2.640	2.690
Al VI	0.513	0.522	0.433	0.444	0.411	0.704	0.617	0.684	0.643	0.651	0.710
Mg	2.056	2.075	2.047	2.009	2.102	2.109	2.209	2.134	2.198	2.167	2.122
Fe ²⁺	2.947	2.929	3.154	3.028	3.005	2.359	2.411	2.366	2.339	2.383	2.326
Mn	0.223	0.193	0.225	0.221	0.211	0.372	0.402	0.404	0.408	0.374	0.406
Cr	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.005	0.000	0.000	0.010	0.000
Ti	0.139	0.168	0.119	0.181	0.184	0.184	0.189	0.199	0.197	0.188	0.209
Ni	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.001	0.005	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.019	0.009	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.059	0.036	0.039	0.066	0.071	0.026	0.029	0.039	0.075	0.111	0.061
K	1.965	1.940	1.992	1.991	2.031	2.042	2.018	2.015	2.048	1.945	1.951
Total	15.920	15.868	16.012	15.940	16.016	15.816	15.901	15.844	15.913	15.829	15.786

	TK506/S6Bt32	TK506/S6Bt33	TK506/S6Bt34	TK506/S6Bt35	TK506/S6Bt36	TK506/S7Bt37	TK506/S7Bt38	TK506/S7Bt39	TK506/S7Bt40	TK506/S7Bt41	S12BT3
Biotites	Biotites										TK505
											Biotite
SiO ₂	34.23	34.01	33.98	33.66	32.65	33.97	34.72	34.29	34.72	34.74	36.43
Al ₂ O ₃	18.08	18.30	18.26	18.28	18.58	18.19	17.90	17.96	18.52	18.58	15.53
MgO	9.03	9.08	9.21	9.06	9.33	8.98	9.59	9.25	9.40	9.27	13.15
FeO*	17.42	17.77	17.24	17.78	17.53	17.36	17.15	17.25	16.54	17.16	16.46
MnO	3.02	3.02	2.96	3.10	3.11	3.14	2.63	2.97	2.82	2.92	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
TiO ₂	1.69	1.67	1.63	1.76	1.56	1.96	1.76	1.81	1.90	1.80	2.81
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Na ₂ O	0.23	0.18	0.16	0.13	0.15	0.10	0.25	0.23	0.15	0.15	0.00
K ₂ O	9.81	9.96	9.92	10.04	9.77	9.83	9.47	9.92	9.83	9.90	9.33
Total	93.52	93.98	93.37	93.83	92.69	93.58	93.50	93.69	93.94	94.60	93.71
Si	5.377	5.331	5.346	5.296	5.201	5.338	5.421	5.375	5.389	5.375	5.572
Al IV	2.623	2.669	2.654	2.704	2.799	2.662	2.579	2.625	2.611	2.625	2.428
Al VI	0.726	0.711	0.731	0.686	0.690	0.705	0.714	0.693	0.777	0.761	0.371
Mg	2.116	2.121	2.161	2.125	2.217	2.104	2.233	2.161	2.174	2.137	2.998
Fe ²⁺	2.288	2.329	2.268	2.340	2.335	2.280	2.240	2.262	2.146	2.220	2.105
Mn	0.401	0.401	0.394	0.413	0.420	0.417	0.347	0.394	0.371	0.382	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
Ti	0.199	0.197	0.193	0.208	0.187	0.232	0.206	0.213	0.222	0.210	0.323
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.008	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000
Na	0.070	0.054	0.050	0.041	0.047	0.030	0.075	0.071	0.046	0.044	0.000
K	1.966	1.991	1.990	2.015	1.985	1.970	1.886	1.984	1.946	1.954	1.820
Total	15.767	15.805	15.788	15.829	15.883	15.747	15.706	15.779	15.691	15.719	15.616

Formule structurale calculée sur la base de 22 oxygènes, excluant H₂O+.

Références

- ALLEN T. & CHAMBERLAIN C.P. (1991). - Metamorphic evidence for an inverted crustal section, with constraints on the Main Karakorum Thrust, Baltistan, Northern Pakistan. *J. metam. Geol.*, **9**, 403-418.
- APTE M.J. & LIOU J.G. (1983). - Phase relations among greenschist epidote-amphibolite, and amphibolite in basalt system. *Amer. J. Sci.*, **283-A**, 328-354.
- AUDEN J.B. (1935). - Traverses in the Himalaya. *Rec. geol. Surv. India*, **69**, 123-167.
- AVOUAC J.P. & TAPPONNIER P. (1992). - Cinématique des déformations actives en Asie centrale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **315**, II, 1791-1798.
- BAILEY D.K. (1987). - Mantle metasomatism - perspective and prospect. In J.G. Fitton & B.G.J. Upton: Alkaline igneous rocks. *Geol. Soc. spec. Publ.*, **30**, 1-13.
- BANFIELD J.F., KARABINOS P. & VEBLEN D. (1989). - Transmission electron microscopy of chloritoid intergrowth with sheet silicates and reactions in metapelites. *Amer. Mineralogist*, **74**, 549-564.
- BARD J.P. (1983). - Metamorphism of an obducted island arc: example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **65**, 133-144.
- BARD J.P., MALUSKI H., MATTE P. & PROUST F. (1980). - The Kohistan sequence: crust and mantle of an obducted island arc. *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **13**, 87-93.
- BECK R.A., BURKBANK D.W., SERCOMBE W.J., RILEY G.W., BARNDT J.K., BERRY J.R., AFZAL J., KHAN A.M., JURGEN H., METJE J., CHEEMA A., SHAFIQUE N.A., LAWRENCE R.D. & ASIF KHAN M. (1995). - Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. *Nature*, **373**, 55-58.
- BERTRAND J.M. & DEBON, F. (1986). - Evolution tectonique polyphasée de la chaîne du Karakorum (Baltoro, Nord Pakistan). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **303**, II, 1611-1614.
- BERTRAND J.M., KIENAST J.R. & PINARDON J.L. (1988). - Structure and metamorphism of the Karakorum gneisses in the Braldu-Baltoro Valley (North Pakistan). *Geodinamica Acta*, **2**, 135-150.
- BONIN B. (1988). - From orogenic to anorogenic environments : evidence from associated magmatic episodes. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **68**, 301-311.
- BOSSART P., DIETRICH D., GRECO A., OTTIGER R. & RAMSAY J.G. (1988). - The tectonic structure of the Hazara-Kashmir Syntaxis, Southern Himalayas, Pakistan. *Tectonics*, **7**, 273-297.
- BROOKFIELD M.E. (1980). - Reconnaissance geology of the Hushe and Saltoro-Kondus River valleys, Karakorum mountains, Kashmir, Pakistan. *Rend. Accad. naz. Lincei - Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali*, **69**, 248-253.
- BROOKFIELD M.E. & REYNOLDS P.H. (1981). - Late Cretaceous emplacement of the Indus suture zone ophiolitic melange and an Eocene - Oligocene magmatic arc on the northern edge of the Indian plate. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **55**, 157-162.
- BROUGHTON R.D., WINDLEY B.F. & JAN M.Q. (1985). - Reaction isograds and P-T estimates in metasediments on the edge of the Karakorum plate, Hunza, N. Pakistan. *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **18**, 119-136.
- BRUN J.P. (1983). - L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests. *Bull. Soc. géol. France*, **XXV** (2), 219-228.
- BRUN J.P. & VAN DEN DRIESCHE J. (1994). - Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structures and kinematics. *Bull. Soc. géol. France*, **165** (6), 519-530.
- BRUNEL M., ARNAUD N., TAPPONNIER P., PAN Y. & WANG Y. (1994). - The Kongur Shan normal fault: type example of mountain building assisted by extension (Karakoram fault, eastern Pamir). *Geology*, **22**, 707-710.
- BURKE W.H., DENISON R.E., HETHERINGTON E.A., KOEPNICK R.B., NELSON H.F. & OTTO J.B. (1982). - Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, **10**, 516-519.
- BUTLER R.W.H., PRIOR D.J. & KNIPE R.J. (1989). - Neotectonics of the Nanga Parbat syntaxis, Pakistan, and crustal stacking in the northwest Himalayas. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **94**, 329-343.
- BUTLER R.W.H., GEORGE M., HARRIS N.B.W., JONES C., PRIOR D.J., TRELOAR P.J. & WHEELER, J. (1992). - Geology of the northern part of the Nanga Parbat massif, northern Pakistan, and its implications for Himalayan tectonics. *J. geol. Soc. London*, **149**, 557-567.
- BUTT K.A., ARIF A.Z., AHMED, J. AHMED, A. & QADIR, A. (1989). - Chemistry and petrography of the Sillai Patti carbonatite complex, North Pakistan. *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **22**, 197-215.
- CARPENA J. & RUTKIEWICZ W. (1989). - Ages traces de fission des apatites et des zircons du sommet du K2 (8611 m), Pakistan. *Eclogae geol. Helv.*, **82**, 735-742.
- CARR S.D. (1991). - Three crustal zones in the Thor-Odin-Pinnacles area, southern Omineca Belt, British Columbia. *Canad. J. Earth Sci.*, **28**, 2003-2023.
- CASNEDI R., DESIO A., FORCELLA F., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1978). - Absolute age of some granitoid rocks between Hindu Raj and Gilgit river (Western Karakorum). *Rend. Acc. Naz. Lincei, Ser. 8* (64), 204-210.
- CERVENY P.F., NAESER C.W., KELEMEN P.B., LIEBERMAN J.E. & ZEITLER P.K. (1989). - Zircon fission-track ages from the Gasherbrum diorite, Karakoram range, northern Pakistan. *Geology*, **7**, 1044-1048.
- CHAMBERLAIN C.P., ZEITLER P.K. & JAN M.Q. (1989). - The dynamics of the suture between the Kohistan Island arc and the Indian plate in the Himalaya of Pakistan. *J. metam. Geol.*, **7**, 135-149.
- CHOUKROUNE P., BOUHALLIER H. & CHARDON D. (1994). - Champ de déformation en trois dimensions dans des structures en dômes et bassins archéennes: exemple du craton de Dharwar, Inde. 15^{ème} Réunion Sci. Terre, Nancy, 1994., Abstract Volume, 10.
- CONEY P.J. & HARMS T.A. (1984). - Cordilleran metamorphic core complexes: cenozoic extensional relics of mesozoic compression. *Geology*, **12**, 550-554.
- COSTA S. (1990). - De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique: 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif Central Français. Une étude chronologique par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar . Thèse de doctorat, Univ. Montpellier, 441 p.
- COWARD M.P. & BUTLER R.H.W. (1985). - Thrust tectonics and the deep structure of the Pakistan Himalaya. *Geology*, **13**, 417-420.
- COWARD M.P., JAN M.Q., REX D., TARNEY J., THIRLWALL M. & WINDLEY B.F. (1982). - Geo-tectonic framework of the Himalaya of N Pakistan. *J. Geol. Soc. London*, **139**, 299-308.
- COWARD M.P., WINDLEY B.F., BROUGHTON R.D., LUFF I.W., PETTERSON M.G., PUDSEY C.J., REX D.C. & ASIF KHAN M. (1986). - Collision tectonics in the NW Himalayas. *Geol. Soc. spec. Publ.*, **19**, 203-219.
- COWARD M.P., ASIF KHAN M. & KNIPE R.J. (1987). - The tectonic history of the Kohistan and its implications for Himalayan structures. *J. geol. Soc. London*, **144**, 377-391.
- COWARD M.P., BUTLER R.W.H., CHAMBERS A.F., GRAHAM R.H., IZATT C.N., KHAN M.A., KNIPE R.J., PRIOR D.J., TRELOAR P.J. & WILLIAMS M.P. (1988). - Folding and imbrication of the Indian crust during Himalayan collision. *Phil. Trans. r. Soc. London*, **A326**, 89-116.
- CRAW D., KOONS P.O., WINSLOW D., CHAMBERLAIN C.P. & ZEITLER P. (1994). - Boiling fluids in a region of rapid uplift, Nanga Parbat Massif, Pakistan. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **128**, 1699-182.
- CRAWFORD M.B. & SEARLE M.P. (1992). - Field relationships and geo-

- chemistry of pre-collisional (India-Asia) granitoid magmatism in the central Karakoram, northern Pakistan. *Tectonophysics*, **206**, 171-192.
- CRAWFORD M.B. & SEARLE M.P. (1993). - Collision-related granitoid magmatism and crustal structure of the Hunza Karakorum, North Pakistan. In P.J. Treloar & M.P. Searle: *Himalayan Tectonics. Geol. Soc. spec. Publ.*, **74**, 53-68.
- DAHL P.S. (1995). - Crystal-chemical control of Ar retention in micas inferred from interlayer cation partitioning. *Contrib. Mineral. Petrol.*
- DAINELLI G. (1933-34). - Spedizione italiana de Filippi nell'Himàlaia, Caracorù e Turchestàn cinese (1913-1914). Ser. 2, Risultati geologici e geografici. Vol. 2, La serie dei Terreni, Zanichelli, Bologna, 1, 1-458, 2, 459-1105.
- DAINELLI G. (1934). - Spedizione italiana de Filippi nell'Himàlaia, Caracorù e Turchestàn cinese (1913-1914). Ser.2, Risultati geologici e geografici. vol. 12, Indici analitici, Zanichelli, Bologna.
- DAVIS G.H. & CONEY P.J. (1979). - Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. *Geology*, **7**, 120-124.
- DEBON F. (1995). - Incipient India-Eurasia collision and plutonism: the Lower Cenozoic Batura granites (Hunza Karakorum, North Pakistan). *J. geol. Soc. London*, **152**, 785-795.
- DEBON F. & LE FORT P. (1988). - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications. *Bull. Minéral.*, **111**, 493-510.
- DEBON F. & KHAN N.A. (1996). - Alkaline orogenic plutonism in the Karakorum batholith: the Upper Cretaceous Koz Sar complex (Karambar valley, N. Pakistan). *Geodinamica Acta*, **9**, 145-160.
- DEBON F., ZIMMERMANN J.L. & BERTRAND J.M. (1986). - Le granite du Baltoro (batholite axial du Karakorum, nord Pakistan): une intrusion subalcaline d'âge Miocène supérieur. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **303**, II, 463-468.
- DEBON F., LE FORT P., DAUTEL D., SONET J. & ZIMMERMANN J.L. (1987). - Granites of western Karakorum and northern Kohistan (Pakistan): a composite Mid-Cretaceous to Upper Cenozoic magmatism. *Lithos*, **20**, 19-40.
- DEBON F., ZIMMERMANN J.L. & LE FORT P. (1996). - Upper Hunza granites (North Karakorum, Pakistan): a syn-collision bimodal plutonism of mid-Cretaceous age. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**, IIa, 381-388.
- DE PAOLO D.J. (1981). - Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **53**, 189-202.
- DE SIGOYER J., GUILLOT S., LARDEAUX J.M. & MASCLÉ G. (1996). - HP-LT metabasalts and metapelites in the himalayan belts (Tso Moriri, NW Ladakh). In A. Macfarlane, R.B. Sorkhabi & J. Quade, 11th Himalaya - Karakorum - Tibet Workshop, Flagstaff, 42-43.
- DESIO A. (1963). - Review of the geologic "formations" of the western Karakorum (central Asia). *Riv. italiana Paleont.*, **LXIX** (4), 475-501.
- DESIO A. (1964). - Geological tentative map of the western Karakorum. Scale: 1/500.000. Istituto geol. univ. Milano.
- DESIO A. (1992). - Geographical features of the Karakorum italian expedition. Karakorum & Hindu kush. vol. V, Univ. Milano, 202 p.
- DESIO A. & ZANETTIN B. (1970). - Geology of the Baltoro Basin. Italian expeditions to the Karakorum (K2) and Indu Kush - Scientific reports - III/2, vol. 2, Brill - Leiden Ed., Milan, 308 p.
- DESIO A. & MARTINA E. (1972). - Geology of the Upper Hunza Valley, Karakorum (Central Asia). *Boll. Soc. geol. Ital.*, **91**, 283-314.
- DESIO A., TONGIORGI E. & FERRARA G. (1964). - On the geological age of some granites of the Karakorum, Hindu Kush and Badakhshan (Central Asia). In R. K. Sundavam, XXII internat. Geol. Congress. Proceedings of section II: Himalayan-alpine orogeny, India, 979-996.
- DESIO A., MARTINA E., SPADEA P. & NOTARPIETRO A. (1985). - Geology of the Chogo Lungma-Biafo-Hispar area, Karakorum (NW Pakistan). *Atti Accad. Naz. Lincei Mem.*, **XVIII** (II), 1-53.
- DESIO A., PETRUCCO F. & LOMBARDI F. (1991). - Italian expeditions to the Karakorum (K2) and Hindu Kush. I - Geography. vol. 1, Milano, 158 p.
- DE TERRA H. (1935). - Geological studies in the North-west Himalaya between the Kashmir and Indus Valleys. *Mem. Connecticut Acad. Arts Sci.*, **8**, 18-76.
- DEWEY J.F., CANDE S. & PITMAN III W.C. (1989). - Tectonic evolution of the India/Eurasia Collision zone. *Eclogae geol. Helv.*, **83**, 713-734.
- DIXON J.M. (1975). - Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, **28**, 89-124.
- DRAKE M.J. & WEILL D.F. (1975). - Partitioning of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺ and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 689-712.
- DUTROW B.L. & HOLDAWAY M.J. (1989). - Experimental determination of the upper thermal stability of Fe-Stauroilite-quartz at medium pressures. *J. Petrol.*, **30**, 229-248.
- EBADI A. & JOHANNES W. (1991). - Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H₂O-CO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 286-295.
- EDGAR A.D. (1987). - The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. In J.G. Fitton & B.G.J. Upton: *Alkaline igneous rocks. Geol. Soc. spec. Publ.*, **30**, 29-52.
- ENGLAND P.C. & THOMPSON A.B. (1984). - Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, **25**, 894-928.
- EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. & O'NIONS R.K. (1978). - Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.
- FERNANDEZ A. (1984). - Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Application à l'étude structurale des granitoïdes. Thèse Sci., Clermont Ferrand, 238 p.
- FERRY J.M. & SPEAR F.S. (1978). - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113-117.
- FIELDING E., ISACKS B., BARASANGI M. & DUNCAN C. (1994). How flat is Tibet? *Geology*, **22**, 163-167.
- FLETCHER C.J.N., LEAKE R.C. & HASLAM H.W. (1986). - Tectonic setting, mineralogy and chemistry of a metamorphosed stratiform base metal deposit within the Himalayas of Pakistan. *J. Geol. Soc. London*, **143**, 521-536.
- FOLAND K.A. (1983). - ⁴⁰Ar/³⁹Ar incremental heating plateaus for biotites with excess argon. *Isotopic Geosciences*, **1**, 3-21.
- FOSTER D.A., GLEADOW A.J.W. & MORTIMER G. (1994). - Rapid Pliocene exhumation in the Karakorum (Pakistan), revealed by fission-track thermochronology of the K2 gneiss. *Geology*, **22**, 19-22.
- FRANCE-LANORD C. & LE FORT P. (1988). - Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Trans. r. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **79**, 183-195.
- FRIEDMAN R.M. & ARMSTRONG R.L. (1988). - Tatla Lake metamorphic complex: an Eocene metamorphic core complex on the southwestern edge of the Intermontane Belt of British Columbia. *Tectonics*, **7**, 1141-1166.
- FUCHS G. (1975). - Contributions to the Geology of the North-Western Himalayas. *Abhandlungen der Geol. Bundesanstalt, Wien*, **32**, 1-59.
- GAETANI M. (SOUMIS). - The Karakorum block in central Asia, from Ordovician to Cretaceous. *Sediment. Geol.*
- GAETANI M. & LEVEN E. (1993). - Permian stratigraphy and fusulinids from Rosh Gol (Chitral, E Hindu Kush). *Riv. It. Paleont. Strat.*, **99**, 307-326.
- GAETANI M., GARZANTI E., JADOUL F., NICORA A., TINTORI A., PASINI M. & KANWAR S.A.K. (1990). - The north Karakorum side of the Central Asia geopuzzle. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**, 54-62.
- GAETANI M., GOSSO G. & POGNANTE U. (1991). - Geological report. In A. Desio et al.: *Geodesy, Geophysics and Geology of the upper Shaksam Valley (North-East Karakorum) and South Sinkiang*. Consiglio Naz. Ricerche, Milano, 99-190.
- GAETANI M., JADOUL F., ERBA E. & GARZANTI E. (1993). - Jurassic and Cretaceous orogenic events in the North Karakoram: age

- constraints from sedimentary rocks. In P. J. Treloar & M. P. Searle: *Himalayan Tectonics. Geol. Soc. spec. Publ.*, **74**, 39-52.
- GANGULY J. & SAXENA S.K. (1984). - Mixing properties of the aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *Amer. Mineralogist*, **69**, 88-97.
- GANSSE A. (1964). - Geology of the Himalayas. L.U. De Sitter: Regional geology series. Interscience Publishers, Zürich, 289 p.
- GANSSE A. (1979). - The division between Himalaya and Karakorum. *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **13**, 9-22.
- GANSSE A. (1981). - The geodynamic history of the Himalaya. In H.K. Gupta et F.M. Delany: Zargos, Hindukush, Himalaya, geodynamic evolution. *Amer. geophys. Union Geodynamic Series*, **3**, 11-121.
- GAPAIS D. (1989). - Les orthogneiss : structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. *Mém. Doc. CAESS, Rennes*, **28**, 366 p.
- GRAHAM C.M. & POWELL R. (1984). - A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. metam. Geol.*, **2**, 13-31.
- GRATIER J.P. & VIALON P. (1980). - Deformation pattern in a heterogeneous material: folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). *Tectonophysics*, **65**, 151-180.
- GRECO A. (1991). - Stratigraphy, metamorphism and tectonics of the Hazara-Kashmir syntaxis area, Kashmir. *J. Geol.*, **8-9**, 39-65.
- GRECO A. & SPENCER D.A. (1993). - A section through the Indian plate, Kaghan valley, NW Himalaya, Pakistan. In P.J. Treloar & M.P. Searle: *Himalayan tectonics. Geol. Soc. spec. Publ.*, **74**, 221-236.
- GRECO A., MARTINOTTI G., PAPRITZ K., RAMSAY G.J. & REY R. (1989). - The Himalayan crystalline nappes of the Kaghan Valley (NE-Pakistan). *Eclogae geol. Helv.*, **82**, 629-653.
- HAMMERSCHMIDT K. & FRANK E. (1991). - Relics of high pressure metamorphism in the Lepontine Alps (Switzerland) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and microprobe analyses on white micas. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **71**, 261-274.
- HANSON C.R. (1986). - Bedrock geology of the Shigar valley area, Skardu, Northern Pakistan. Unpub. MSc Thesis, Dartmouth College, New Hampshire, 124 p.
- HANSON C.R. (1989). - The northern suture in the Shigar valley, Baltistan, northern Pakistan. *Geol. Soc. Am. spec. Pap.*, **285**, 203-216.
- HARRISON T.M. & MCDUGALL I. (1980). - Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New-Zeland. I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1985-2004.
- HAYDEN H.H. (1915). - Notes on the geology of Chitral, Gilgit and the Pamir. *Rec. geol. Surv. India*, **45**, 271-335.
- HERNANDEZ J., LAROUZIERE F.D. DE, BOLZE J. & BORDET P. (1987). - Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. *Bull. Soc. géol. France*, **8** (III, 2), 257-267.
- HODGES K.V. & SPEAR F.S. (1982). - Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Amer. Mineralogist*, **67**, 1118-1134.
- HODGES K.V. & CROWLEY P.D. (1985). - Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Amer. Mineralogist*, **70**, 702-709.
- HODGES K.V., HAMES W.E. & BOWRING S.A. (1994). - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age gradients in micas from a high-temperature-low-pressure metamorphic terrain: evidence for very slow cooling and implications for the interpretation of age spectra. *Geology*, **22**, 55-58.
- HOLDAWAY M.J. (1971). - Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- HONEGGER K., DIETRICH V., FRANK W., GANSSE A., THÖNI M. & TROMMSDORFF V. (1982). - Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalaya (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth and planet. Sci. Lett.*, **60**, 253-292.
- INDARES A. & MARTIGNOLE J. (1985). - Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Amer. Mineralogist*, **70**, 272-278.
- IVANAC J.F., TRAVES D.M. & KING D. (1956). - The geology of the north-west portion of the Gilgit agency. *Rec. geol. Survey Pakistan*, **3** (2), 3-27.
- JADOON I.A.K., LAWRENCE R.D. & LILLIE R.J. (1994). - Seismic data, geometry, evolution, and shortening in the active Sulaiman fold-and-thrust belt of Pakistan, Southwest of the Himalayas. *AAPG Bull.*, **78**, 758-774.
- JAEGER J.C. (1957). - The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet. *Amer. J. Sci.*, **255**, 306-318.
- JAEGER J.J., COURTILOTT V. & TAPPONNIER P. (1989). - Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India/Asia collision. *Geology*, **17**, 316-319.
- JÄGER E. (1973). - Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmungen. *Eclogae Geol. Helv.*, **66**, 11-21.
- JAN M.Q., KHAN M.A. & QAZI M.S. (1993). - The Satpa mafic-ultramafic complex, Kohistan arc, North Pakistan. In P.J. Treloar & M.P. Searle: *Himalayan tectonics. Geol. Soc. spec. Publ.*, **74**, 113-121.
- KAMBER B.S., BLENKINSOP T.G., VILLA I.M. & DAHL P.S. (1995). - Proterozoic transpressive deformation in the Northern Marginal Zone, Limpopo Belt, Zimbabwe. *J. Geol.*, **103**, 493-508.
- KEMPE D.R.C. & JAN M.Q. (1980). - The Peshawar plain alkaline igneous Province, NW Pakistan. *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **13**, 71-77.
- KHAN M.A., JAN M.Q. & WEAVER B.L. (1993). - Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra-arc rift stages. In P.J. Treloar & M.P. Searle: *Himalayan tectonics. Geol. Soc. spec. Publ.*, **74**, 123-138.
- KHAN T. (1994). - Evolution of the "upper and middle crust in Kohistan island arc", northern Pakistan. Unpub. PhD thesis, Univ. Peshawar, 225 p.
- KICK W. (1964). - Der Chogo-Lungma-Gletscher und Karakorum. *Zeit. f. Gletscherkunde u. Glacialgeol.*, **1** (3), 335-347.
- KLOOTWIJK C.T., GEE J.S., PEIRCE J.W., SMITH G.M. & MCFADDEN P.L. (1992). - An early India-Asia contact: paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121. *Geology*, **20**, 395-398.
- KOHN M.J. & SPEAR F.S. (1989). - Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *Amer. Mineralogist*, **74**, 77-84.
- KOZIOL A.M. (1989). - Recalibration of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz (GASP) geobarometer and application to natural paragenesis. *EOS*, **70**, 493.
- LA ROCHE H. DE, LETERRIER J., GRANDCLAUDE P. & MARCHAL M. (1980). - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**, 183-210.
- LATIF M.A. (1970). - Explanatory notes on the geology of South Eastern Hazara, to accompany the revised Geological map. *Jahr buch Geol. Bundesanstalt*, Wien, Sonderband, **15**, 5-19.
- LATIF M.A. (1984). - Age of the Salt Range Formation in the light of broader setting of the Himalayan Geology. *Kashmir J. Geol.*, **2**, 39-44.
- LAVAL M. & HOTTIN A.M. (1992). - The Mlindi Ring Structure - An Example of an Ultrapotassic Pyroxenite to Syenite Differentiated Complex. *Geol. Rundsch.*, **81**, 737-757.
- LEAKE E. (1978). - Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineralogist*, **63**, 1023-1052.
- LE BAS M.J., MIAN I. & REX D.C. (1987). - Age and nature of carbonate emplacement in North Pakistan. *Geol. Rundsch.*, **76**, 317-323.
- LEE T.Y. & LAWVER L.A. (1995). - Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia. *Tectonophysics*, **251**, 85-138.
- LE FORT P. (1988a). - Granites in the tectonic evolution of the Himalaya, Karakorum and southern Tibet. *Phil. Trans. r. Soc. London*, **326**, 281-299.
- LE FORT P. (1988b). - Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Trans. r. Soc. Edinburgh*, **79**, 183-195.
- LE FORT P. & PÉCHER A. (1995). - The scar of the Shyok Suture between Kohistan-Ladakh and Karakorum from Hunza to

- Baltistan (Pakistan). In 10th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Ascona, Abstract Volume, 3 p.
- LE FORT P., MICHARD A., SONET J. & ZIMMERMANN J.L. (1983). - Petrography, geochemistry and geochronology of some samples from the Karakorum axial batholith (northern Pakistan). In F.A. Shams: Granites of Himalayas, Karakorum and Hindu-Kush. Inst. geol. Punjab Univ., Lahore, Pakistan, 377-387.
- LE FORT P., POGNANTE U. & BENNA P. (1992). - The Himalaya - Karakorum contact : eastern termination of the Nanga Parbat spur (Pakistan). In 7th Himalaya - Karakorum - Tibet workshop, Oxford, 48.
- LE FORT P., LEMENNICIER Y., LOMBARDO B., PÉCHER A., PERTUSATI P., POGNANTE U. & ROLFO F. (1994a). - Geological map of the Himalaya-Karakorum junction in Chogo Lungma to Turmik area (Baltistan, Northern Pakistan). In 9th Himalaya Karakorum Tibet Workshop, Katmandu. *J. Nepal geol. Soc.*, Spec. Publ., 10, 81.
- LE FORT P., TONGIORGI M. & GAETANI M. (1994b). - Discovery of a crystalline basement and Early Ordovician marine transgression in the Karakorum mountain range, Pakistan. *Geology*, 22, 941-944.
- LE FORT P., LEMENNICIER Y., LOMBARDO B., PÉCHER A., PERTUSATI P., POGNANTE U. & ROLFO F. (1995). - Preliminary geological map and description of the Himalaya-Karakorum junction in Chogo Lungma to Turmik area (Baltistan, Northern Pakistan). *J. Nepal geol. Soc.*, 11, 17-38.
- LEMENNICIER Y. (1992). - Le Complexe Plutonique de Kargil (Himalaya du Ladakh) - Etude géochimique - Approche structurale et métamorphique. Mémoire de DEA - non publié, Univ. Clermont Ferrand.
- LEMENNICIER Y., LE FORT P., LOMBARDO B., PÉCHER A. & ROLFO F. (1996). - Tectonometamorphic evolution of the central Karakorum (Baltistan - northern Pakistan). *Tectonophysics*, 260, 119-143.
- LIÉGEAIS J.P. & BLACK R. (1987). - Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali). In J.G. Fitton & B.G.J. Upton: Alkaline Igneous Rocks. *Geol. Soc. spec. Publ.*, 30, 381-401.
- LO C.H. & ONSTOTT T.C. (1989). - ^{39}Ar recoil artefacts in chloritized biotite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2697-2711.
- LYDEKKER R. (1883). - The geology of Kashmir and Chamba territories and the British district of Khagan. *Mem. geol. Surv. India*, XXII, 344 p.
- MADIN I.P., LAWRENCE R.D. & UR-REHMAN S. (1989). - The north-western Nanga Parbat-Haramosh massif; evidence for crustal uplift at the northwestern corner of the Indian craton. *Geol. Soc. Amer. spec. Pap.*, 232, 169-182.
- MALUSKI H. (1985). - Méthode argon 39 - argon 40. Principe et applications aux minéraux des roches terrestres. In E. Roth et B. Potty: Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels - Applications. Masson Ed., Paris, 341-372.
- MALUSKI H. & SCHAEFFER O.A. (1982). - ^{39}Ar - ^{40}Ar laser probe dating of terrestrial rocks. *Earth and planet. Sci. Lett.*, 59, 21-27.
- MARSH B.D. (1981). - On the crystallinity, probability of occurrence and rheology of lava and magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 85-98.
- MASSONE H.J. & SCHREYER W. (1987). - Phengite barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212-224.
- MCDUGALL I. & HARRISON T.M. (1988). - Geochronology and thermochronology by the ^{40}Ar - ^{39}Ar method. *Geol. and Geophys.*, 9, 212 p.
- MERCIER L., LARDEAU J.M. & DAVY P. (1991). - On the tectonic significance of retrograde P-T-t paths in eclogites of the French Massif Central. *Tectonics*, 10, 131-140.
- MERLE O. (1994). - Syn-convergence exhumation of the Central Alps. *Geodinamica Acta*, 7, 129-138.
- MERLE O. & GUILLER B. (1989). - The building of the Central Swiss Alps: an experimental approach. *Tectonophysics*, 165, 41-56.
- MOLNAR P. & TAPPONNIER P. (1975). - Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 189, 419-426.
- MOLNAR P. (1988). - A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakorum, and their tectonic implications. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A326, 33-88.
- NELSON D.R., MCCULLOCH M.T. & SUN S.S. (1986). - The origin of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 231-245.
- NICOL A. (1993). - Conical folds produced by dome and basin fold interference and their application to determining strain: examples from North Canterbury, New Zealand. *J. struct. Geol.*, 15, 785-792.
- NIER A.O. (1950). - A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.*, 77, 789-793.
- NORIN E. (1946). - Geological explorations in western Tibet. Rep. Sino-Swedish Expedition, vol. 29, Aktiebolaget Thule, Stockholm, 214 p.
- OGASAWARA M., WATANABE Y., KHAN F., KHAN T., ZAFAR KHAN M.S. & ALI KHAN K.S. (1994). - Late Cretaceous igneous activity and tectonism of the Karakoram block in the Khunjerab valley, northern Pakistan. In A. Riaz & M.S. Arshad: Geology in South Asia - I - Proceed. 1st South Asian geol. Congr., Islamabad 1992: Hydrocarbon Development Institute of Pakistan, 203-207.
- PARRISH R.P. & TIRREL R. (1989). - U-Pb ages of the Baltoro granite, northwest Himalaya, and implications for zircon inheritance and monazite U-Pb systematics. *Geology*, 17, 1076-1079.
- PEARCE J.A. & NORRY M.J. (1979). - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- PÉCHER A. & LE FORT P. (1996). - Is Nanga Parbat an active indenter or a passive dome? In A. Macfarlane, R.B. Sorkhabi & J. Quade, 11th Himalaya - Karakorum - Tibet Workshop., Flagstaff, 113-114.
- PETRAKAKIS K. & DIETRICH H. (1985). - MINSORT: a program for the processing and archiving of microprobe analyses of silicate and oxide minerals. *N. Jb. Miner. Mh.*, 8, 379-384.
- PETTERSON M.G. & WINDLEY B.F. (1985). - Rb-Sr dating of the Kohistan arc-batholith in the Trans-Himalaya of north Pakistan, and tectonic implications. *Earth and planet. Sci. Lett.*, 74, 45-57.
- PETTERSON M.G. & WINDLEY B.F. (1991). - Changing source regions of magmas and crustal growth in the Trans-Himalayas: evidence from the Chalt volcanics and Kohistan batholith, Kohistan, northern Pakistan. *Earth and planet. Sci. Lett.*, 102, 326-341.
- PETTERSON M.G. & WINDLEY B.F. (1992). - Field relations, geochemistry and petrogenesis of the Cretaceous basaltic Jutal dykes, Kohistan, northern Pakistan. *J. geol. Soc. London*, 149, 107-114.
- PHILLIPS D. & ONSTOTT T.C. (1988). - Argon isotopic zoning in mantle phlogopite. *Geology*, 16, 542-546.
- POGNANTE U. (1990). - Shoshonitic and ultrapotassic post-collisional dykes from northern Karakorum (Sinkiang, China). *Lithos*, 26, 305-316.
- POGNANTE U. (1993). - Different P-T-t paths and leucogranite occurrences along the High Himalayan Crystallines: implications for the subduction and collision along the northern Indian margin. *Geodinamica Acta*, 6, 5-17.
- POGNANTE U. & LOMBARDO B. (1989). - Metamorphic evolution of the High Himalayan Crystallines in SE Zaskar, India. *J. metam. Geol.*, 7, 9-17.
- POGNANTE U., BENNA P. & LE FORT P. (1993). - High-pressure metamorphism in the High Himalayan Crystallines of the Stak valley, northeastern Nanga Parbat-Haramosh syntaxis, Pakistan Himalaya. In P.J. Treloar & M.P. Searle: Himalayan Tectonics. *Geol. Soc. spec. Publ.*, 74, 161-172.
- POUPEAU G., PÉCHER A., BENHARBIT M. & NOYAN O.F. (1991). - Ages traces de fission sur apatites et taux de dénudation plio-quaternaires au Karakorum central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, 917-922.
- PRASAD G.V.R. & RAGE J.C. (1995). - Amphibians and squamates from the Maastrichtian of Naskal, India. *Cret. Res.*, 16, 95-107.
- PUDSEY C.J. (1986). - The Northern Suture, Pakistan: margin of a Cretaceous island arc. *Geol. Mag.*, 123, 405-423.
- PUDSEY C.J., SCHROEDER R. & SKELTON P.W. (1985). - Cretaceous (Aptian/Albian) age for Island-Arc volcanics, Kohistan,

- N Pakistan. In V.J. Gupta *et al.*: Geology of Western Himalayas. Hindustan Publishing Corporation (India), 150-168.
- PURDY J.W. & JAEGER E. (1976). - K-Ar ages on rock forming mineral from central Alps. *Mem. Padova*, **XXX**.
- RAFIQ M. & JAN M.Q. (1988). - Petrography of the Ambela granitic complex, NW Pakistan. *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **21**, 27-48.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1983). - The techniques of modern structural geology. Volume 1: strain analysis. Academic Press Inc., London, 307 p.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1987). - The techniques of modern structural geology. Volume 2: folds and fractures. Academic Press Inc., London, 700 p.
- REHMAN S.S. & MAJID M. (1989). - Petrology of a part of the western limb of the Nanga Parbat - Haramosh loop, northern Pakistan. *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **22**, 181-195.
- REUBER I. (1989). - The Dras arc: two successive volcanic events on eroded oceanic crust. *Tectonophysics*, **161**, 93-106.
- REUBER I., MONTIGNY R., THUIZART R. & HEITZ A. (1989). - K-Ar ages of ophiolites and arc volcanics of the Indus suture zone: clues on the early evolution of the Neo-Tethys. *Eclogae geol. Helv.*, **82**, 699-715.
- REX A.J., SEARLE M.P., TIRRL R., CRAWFORD M.B., PRIOR D.J., REX D.C. & BARNICOAT A. (1988). - The geochemical and tectonic evolution of the central Karakoram, North Pakistan. *Phil. Trans. r. Soc. London*, **A326**, 229-255.
- RÖDDICK J.C., CLIFF R.A. & REX D.C. (1980). - The evolution of excess argon in alpine biotites. ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **48**, 185-208.
- ROLFO F. (1994). - Studio geologico-petrografico dei terreni compresi tra Himalaya e Karakorum nella regione ad est della sintassi Haramosh-Nanga Parbat (Baltistan, Pakistan settentrionale). Tesi di Laurea, non publiée, Univ. Turin.
- ROLFO F., COMPAGNONI R., LE FORT P., LEMENNICIER Y., LOMBARDO B. & PÉCHER A. (1995). - Metamorphic evolution of the NE Nanga Parbat-Haramosh Massif and of the Ladakh terrain in the Chogo Lungma-Turmik area (Northern Pakistan). In D.A. Spencer, J.P. Burg & C. Spencer-Cervato: 10th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Ascona. Abstract volume, 2 p.
- ROLFO F., COMPAGNONI R., LE FORT P., LEMENNICIER Y., LOMBARDO B. & PÉCHER A. (SOMIS). - The Ladakh Terrain in the Chogo Lungma - Turmik area (northern Pakistan). *Geodinamica Acta*.
- ROLLINSON H. (1993). - Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longmann Scientific & Technical, New York, 352 p.
- SAHNI A., KUMAR K., HARTENBERGER J.L., JAEGER J.J., RAGE J.C., SUDRE J. & VIANEY-LIAUD M. (1982). - Microvertébrés nouveaux des trapps du Deccan (Inde): mise en évidence d'une voie de communication terrestre probable entre la Laurasia et l'Inde à la limite Crétacé-Tertiaire. *Bull. Soc. géol. France*, **XXIV** (5-6), 1093-1099.
- SAHNI A. & BAJPAJ (1991). - Eurasian elements in the Upper Cretaceous nonmarine biotas of peninsular India. *Cret. Res.*, **12**, 177-183.
- SAWKA W.N. (1988). - REE and trace element variation in accessory minerals and hornblende from the strongly zoned McMurtry Meadows Pluton, California. *Trans. r. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **79**, 157-158.
- SCHÄRER U., HAMET J. & ALLÈGRE J. (1984). - The Transhimalaya (Gangdese) plutonism in the Ladakh region: a U-Pb and Rb-Sr study. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **67**, 327-339.
- SCHÄRER U., COPELAND P., HARRISON T.M. & SEARLE M.P. (1990). - Age, origin and cooling history of post-collisional leucogranites in the Biafo glacier region, Karakorum batholith, N Pakistan; a U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotope study. *J. Geol.*, **98**, 233-251.
- SEARLE M.P. (1991). - Geology and tectonics of the Karakoram mountains. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 358 p.
- SEARLE M.P. (1996). - Geological evidence against large-scale pre-Holocene offsets along the Karakorum Fault: implications for the limited extrusion of the Tibetan plateau. *Tectonics*, **15**, 171-186.
- SEARLE M.P. & TIRRL R. (1991). - Structural and thermal evolution of the Karakorum crust. *J. geol. Soc. London*, **148**, 65-82.
- SEARLE M.P., REX A.J., TIRRL R., WINDLEY B.F., ST. ONGE M. & HOFFMAN P. (1986). - A geological profile across the Baltoro Karakoram Range, N. Pakistan. *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **19**, 1-12.
- SEARLE M.P., WINDLEY B.F., COWARD M.P., COOPER D.J.W., REX A.J., REX D., TINGDONG L., XUCHANG X., JAN M.Q., THAKUR V.C. & KUMAR S. (1987). - The closing of the Tethys and the tectonics of the Himalaya. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **98**, 678-701.
- SEARLE M.P., REX A.J., TIRRL R., REX D.C., BARNICOAT A. & WINDLEY B.F. (1989). - Metamorphic, magmatic, and tectonic evolution of the central Karakoram in the Biafo-Baltoro-Hushe regions of northern Pakistan. *Geol. Soc. Amer. spec. Pap.*, **232**, 47-74.
- SEARLE M.P., PARRISH R.R., TIRRL R. & REX D.C. (1990). - Age of crystallization and cooling of the K2 gneiss in the Baltoro Karakoram. *J. geol. Soc. London*, **147**, 603-606.
- SEARLE M.P., KHAN M.A., JAN M.Q., DI PIETRO J.A., POGUE K.R., PIVNIK D.A., SERCOMBE W.J., IZATT C.N., BLISNIUK P.M., TRELOAR P.J., GAETANI M. & ZANCHI A. (1996). - Geological map of the north Pakistan and adjacent areas of northern Ladakh and western Tibet (western Himalaya, Salt Ranges, Kohistan, Karakoram, Hindu Kush). 1:650,000. Sans éditeur.
- SHAMS F.A. (1983). - Granites of the NW Himalayas in Pakistan. In F.A. Shams: Granites of Himalaya, Karakorum and Hindu Kush. Inst. Geol. Punjab Univ., Lahore, 75-120.
- SHARMA K.K. & GUPTA K.R. (1978). - Some observations on the geology of the Indus and Shyok valleys between Leh and Panamik, District of Ladakh, Jammu and Kashmir, India. *Recent Res. in Geol.*, **7**, 133-143.
- SMITH H.A. (1993). - Characterization and timing of metamorphism within the Indo-Asian suture zone, Himalayas, northern Pakistan. Unpub. PhD thesis, Dartmouth College, 196 p.
- SMITH H.A., CHAMBERLAIN C.P. & ZEITLER P.K. (1992). - Documentation of Neogene regional metamorphism in the Himalayas of Pakistan using U-Pb in monazite. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **113**, 93-105.
- SØRENSEN H. (1974). - The alkaline rocks. Wiley, Chichester, 622 p.
- SPEAR F.S. & CHENEY J.T. (1989). - A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2 - Al_2O_3 -FeO- MgO - K_2O - H_2O . *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 149-164.
- SPENCER D.A. (1996). - The upper Kaghan nappe (NW Himalaya, Pakistan): a regional synopsis. In A. Macfarlane, R.B. Sorkhabi & J. Quade, 11th Himalaya - Karakorum - Tibet Workshop, Flagstaff, p. 145-146.
- SPENCER D.A. & GEBAUER D. (1996). - SHRIMP evidence for a perian protolith age and a 44 Ma metamorphic age for the himalayan eclogites (Upper Kaghan, Pakistan): implications for the subduction of Tethys and the subdivision terminology of the NW Himalaya. In A. Macfarlane, R.B. Sorkhabi & J. Quade, 11th Himalaya - Karakorum - Tibet Workshop, Flagstaff, 147-150.
- STAUFFER K.W. (1975). - Geology of the Gilgit - Hispar area, Gilgit agency, Pakistan. project report Pakistan investigation No. (IR) PK-19, U.S.A. Geological survey.
- STOUT J.H. (1972). - Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *J. Petrol.*, **13**, 99-145.
- STRECKEISEN A. (1973). - Plutonic Rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, **18**, 26-30.
- SUN S.S. & McDONOUGH W.F. (1989). - Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implication for mantle composition and processes. In A.D. Saunders & M.J. Norry: Magnetism in the ocean basins. *Geol. Soc. spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- SWISS FOUNDATION FOR ALPINE RESEARCH (1990). Orographical sketch map of Karakoram, 1/250 000, Zurich.
- TAHIRKHELI R.A.K., MATTAUER M., PROUST F. & TAPPONNIER P. (1979). - The India-Eurasia suture zone in northern Pakistan: synthesis and interpretation of recent data at plate scale. In A. Farah & K.A. De Jong: Geodynamics of Pakistan. Geol. Surv. Pakistan, Quetta, 125-130.
- TAHIRKHELI T., KHAN M.A. & MIAN I. (1990). - A-type granites of Warsak, Khyber Agency, N. Pakistan: rift-related acid

- magmatism in the Indian plate. *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **23**, 187-202.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., LE DAIN Y., ARMijo R. & COBBOLD P. (1982). - Propagating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **10**, 611-616.
- TARNEY J. & JONES C.E. (1994). - Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *J. geol. Soc. London*, **151**, 855-868.
- THIEULOY J.P., REUBER I., MASCLE G., LOAN M.F., FRANCK P. & COLCHEN M. (1990). - Découverte d'Oxytopidoceras dans la série volcano-sédimentaire de Dras (Ladakh): conséquences géodynamiques. *Bull. Soc. géol. France*, **VI** (4), 583-587.
- THOMAS J.C. (1994). - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. Thèse de Doctorat, Univ. Rennes, *Mém. Géosci. Rennes*, **53**, 330 p.
- THOMPSON R.N. & FOWLER M.B. (1986). - Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 507-522.
- TONARINI S., VILLA I.M., OBERLI F., MEIER M., SPENCER D.A., POGNANTE U. & RAMSAY J.G. (1993). - Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya: implications for India-Eurasia collision. *Terra Nova*, **5**, 13-20.
- TRELOAR P.J. & REX D.C. (1990). - Cooling and uplift histories of the crystalline thrust stack of the Indian plate internal zones west of Nanga Parbat, Pakistan Himalaya. *Tectonophysics*, **180**, 323-349.
- TRELOAR P.J., REX D.C., GUISE P.G., COWARD M.P., SEARLE M.P., WINDLEY B.F., PETTERSON M.G., JAN M.Q. & LUFF I.W. (1989a). - K-Ar and Ar-Ar geochronology of the Himalayan collision in NW Pakistan : constraints on the timing of suturing, deformation, metamorphism and uplift. *Tectonics*, **8**, 881-909.
- TRELOAR P.J., COWARD M.P., WILLIAMS M.P. & KHAN M.A. (1989c). - Basement-cover imbrication south of the Main Mantle Thrust, north Pakistan. *Geol. Soc. Amer. spec. Pap.*, **232**, 137-152.
- TRELOAR P.J., POTTS G.J., WHEELER J. & REX D.C. (1991). - Structural evolution and asymmetric uplift of the Nanga Parbat syntaxis, Pakistan Himalaya. *Geol. Rundsch.*, **80**, 411-428.
- TRELOAR P.J., PETTERSON M.G., JAN M.Q. & BIGNOLD S. (1995). - A re-evaluation of the stratigraphy and early evolution of the Kohistan arc sequence: implications for magmatic and tectonic arc building processes. In D.A. Spencer, J.P. Burg & C. Spencer-Cervato: 10th Himalaya - Karakoram - Tibet Workshop. , Ascona, Abstract volume, 4 p.
- TURNER G. (1971). - ^{40}Ar - ^{39}Ar ages from the lunar maria. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **14**, 169-175.
- TURNER G., MILLER J.A. & GRASTY R.L. (1966). - The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **1**, 155-157.
- TURNER S., ARNAUD N., LIU J., ROGERS N., HAWKESWORTH C., HARRIS N., KELLEY S., VAN CALSTEREN P. & DENG W. (1996). - Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of Ocean Island Basalts. *J. Petrol.*, **37**, 45-71.
- VAN DEN DRIESCHE J. & BRUN J.P. (1992). - Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, **5**, 85-99.
- VERPLANK P.L. (1986). - A field and geochemical study of the boundary between the Nanga Parbat - Haramosh Massif and the Ladakh Arc Terrane, Northern Pakistan. Unpub. MSc Thesis, Oregon State Univ., 136 p.
- VILLA I.M. (1992). - Non diffusive transport in mineral geochronometers: what is left of the closure temperature concept? In Funicello, R., Ricci, C.A. & Trommsdorff, V: Radiometric age determinations in orogenic processes - potentials and limits. Ediz. Univ. Siena, 121-127.
- VILLA I.M. & PUXEDDU M. (1994). - Geochronology of the Larderello geothermal field: new data and the "closure temperature" issue. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**, 415-426.
- Villa I.M., Le Fort P. & Lemennicier Y. (1996). - Late Miocene to Early Pliocene tectonometamorphism and cooling in south-central Karakorum and Indus-Tsangpo suture, Chogo Lungma area (NE Pakistan). *Tectonophysics*, **260**, 201-214.
- Wadia D.N. (1931). - The syntaxis of the North-West Himalaya: its rocks, tectonics and orogeny. *Rec. geol. Surv. India*, **65**, 189-220.
- Wadia D.N. (1933). - Note on the Geology of Nanga Parbat (Mt Diamir) and adjoining portions of Chilas, Gilgit District, Kashmir. *Rec. geol. Surv. India*, **66**, 212-234.
- WADIA D.N. (1937). - The Cretaceous volcanic series of Astor-Deosai, Kashmir, and its intrusions. *Rec. geol. Surv. India*, **72** (2), 151-161.
- WEAVER B. & TARNEY J. (1984). - Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, **310**, 575-57.
- WHEELER J., TRELOAR P.J. & POTTS G.J. (1995). - Structural and metamorphic evolution of the Nanga Parbat syntaxis, Pakistan Himalayas, on the Indus gorge transect: the importance of early events. *Geol. J.*, **30**, 349-371.
- WILBRANS J.R. & MCDUGALL I. (1986). - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**, 187-194.
- WILKINSON J.F.G. & LE MAITRE R.W. (1987). - Upper mantle amphiboles and micas and TiO_2 , K_2O and P_2O_5 abundances and $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ratios of common basalts and andesites: implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle compositions. *J. Petrol.*, **28**, 37-73.
- WINSLOW D.M., ZEITLER P.K., CHAMBERLAIN C.P. & HOLLISTER L.S. (1994). - Direct evidence for a steep geotherm under conditions of rapid denudation, Western Himalaya, Pakistan. *Geology*, **22**, 1075-1078.
- WOIDT W.D. (1978). - Finite element calculations applied to salt dome analysis. *Tectonophysics*, **43**, 41-71.
- WYMAN D.A. & KERRICH R. (1993). - Archean Shoshonitic Lamprophyres of the Abitibi Subprovince, Canada - Petrogenesis, Age, and Tectonic Setting. *J. Petrol.*, **34**, 1067-1109.
- YEATS R.S., HASAN KHAN S. & AKHTAR M. (1984). - Late quaternary deformation of the Salt Range of Pakistan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, 958-966.
- YIN A., MURPHY M.A., HARRISON T.M., RYERSON F.J., ZHENGLE C., FENG W.X. & QIANG Z.X. (1996). - Miocene evolution of the Kailas thrust and Gurla Mandhata detachment fault, western Tibet: implications for the displacement history of the Karakorum Fault system. In A. Macfarlane, R.B. Sorkhabi & J. Quade, 11th Himalaya - Karakorum - Tibet Workshop, Flagstaff, 173-174.
- ZANCHI A. (1993). - Structural evolution of the North Karakoram cover, North Pakistan. In P. J. Treloar & M. P. Searle: Himalayan Tectonics. *Geol. Soc. spec. Publ.*, **74**, 21-38.
- ZANCHI A. & GAETANI M. (1994). - Introduction to the geological map of the North Karakorum Terrain from the Chapursan valley to the Shimshal Pass 1:150 000 scale. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **100**, 125-136.
- ZANETTIN B. (1964). - Geology and petrology of the Haramosh-Mango-Gusor area. Italian expeditions to the Karakorum (K2) and Indu Kush - Scientific reports - III Geology-Petrology, vol. I, Univ. Milan, 256 p.
- ZARTMAN R.E. & HAINES S.M. (1988). - The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs - A case for bi-directional transport. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1327-1339.
- ZEITLER P.K. (1985). - Cooling History of the NW Himalaya, Pakistan. *Tectonics*, **4**, 127-151.
- ZEITLER P.K. & CHAMBERLAIN C.P. (1991). Petrogenetic and tectonic significance of young leucogranites from the Northwestern Himalaya, Pakistan. *Tectonics*, **10**, 729-741.
- ZEITLER P.K., SUTTER J.F., WILLIAMS I.S., ZARTMAN R. & TAHIRKHELI R.A.K. (1989). - Geochronology and temperature history of the Nanga-Parbat-Haramosh massif, Pakistan. *Geol. Soc. Amer. spec. Pap.*, **232**, 1-22.
- ZEITLER P.K., CHAMBERLAIN C.P. & SMITH H.A. (1993). - Synchronous anatexis, metamorphism, and rapid denudation at Nanga Parbat (Pakistan Himalaya). *Geology*, **21**, 347-350.

Liste des figures

FIG. 1 - Carte géographique simplifiée du Nord Pakistan.	p. 5
FIG. 2 - Carte géologique simplifiée de la partie Nord-Ouest de l'orogène himalayen.	p. 6
FIG. 3 - Carte géologique et toponymique du secteur étudié.	p. 7
FIG. 4 - Coupe schématique de Himalaya Central.	p. 9
FIG. 5 - Schéma tectonique de la partie Nord-Ouest de l'orogène himalayen.	p. 10
FIG. 6 - Carte géologique simplifiée de la syntaxe du Nanga Parbat.	p. 11
FIG. 7 - Les principales sutures dans le Karakorum et le Pamir.	p. 13
FIG. 8 - Colonne stratigraphique de la rive gauche du glacier Moraine et photographies des formations métasédimentaires en rive gauche (Nord) du Chogo Lungma.	p. 27
FIG. 9 - Stéréogrammes de mesures structurales représentatifs des plis isoclinaux D1.	p. 32
FIG. 10 - Carte des linéations d'intersections et des axes plis et projections stéréographiques par secteur.	p. 34
FIG. 11 - Carte des linéations d'étirement et projections stéréographiques par secteur.	p. 35
FIG. 12 - Stéréogrammes de mesures structurales représentatifs des déformations D2.	p. 37
FIG. 13 - Plis isoclinaux D1 replissés dans le coeur du dôme D2 du Mangol Bluk.	p. 37
FIG. 14 - Carte de trajectoires de foliations métamorphiques et projections stéréographiques par secteur.	p. 38
FIG. 15 - Schéma théorique d'une structure en dôme avec ses cônes représentatifs.	p. 40
FIG. 16 - Stéréogrammes de mesures structurales des secteurs d'Hemasil et de Baltoro-Naltoro.	p. 40
FIG. 17 - Localisation des échantillons avec leurs estimations P-T et diagramme P-T.	p. 42
FIG. 18 - Coupes géochimiques de grenats.	p. 44
FIG. 19 - Carte d'isogrades schématique du secteur étudié.	p. 47
FIG. 20 - Evolution P-T-z rétrograde enregistrée dans le complexe métamorphique du Karakorum.	p. 49
FIG. 21 - Calcul de chemins rétrogrades théoriques en fonction du taux de dénudation pour des éclogites du Massif Central.	p. 49
FIG. 22 - Les différents modèles de dômes.	p. 50
FIG. 23 - a: bloc diagramme schématique du complexe métamorphique du Karakorum près de la terminaison N-E de la syntaxe du Nanga Parbat et coupe NNE-SSW.	p. 52
FIG. 24 - Ages Ar-Ar de refroidissement des minéraux datés en fonction de la température et âges possibles des événements tectonométamorphiques principaux.	p. 53
FIG. 25 - Cartes de localisation des granitoïdes du Karakorum.	p. 56
FIG. 26 - Carte de localisation des ensembles d'orthogneiss.	p. 64
FIG. 27 - Carte de localisation des orthogneiss de la Basha.	p. 65
FIG. 28 - Carte de localisation des orthogneiss du Bukpun.	p. 66
FIG. 29 - Carte de localisation des orthogneiss d'Aralter.	p. 67
FIG. 30 - Carte de localisation des orthogneiss de Bolocho.	p. 69
FIG. 31 - Alternances de faciès acides et d'amphibolites dans les orthogneiss de Bolocho.	p. 69
FIG. 32 - Carte de localisation des échantillons non rattachés aux ensembles précédents.	p. 70
FIG. 33 - Présentation des diagrammes Debon & Le Fort (1988) utilisés dans ce travail.	p. 73
FIG. 34 - Diagrammes d'éléments majeurs des orthogneiss de la Basha.	p. 76
FIG. 35 - Diagramme de terres rares normalisés à la chondrite et diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif des orthogneiss de la Basha.	p. 77
FIG. 36 - Diagrammes La vs Sm et Tb vs Yb des orthogneiss de la Basha.	p. 78
FIG. 37 - Coefficients de partages minéral/liquide des terres rares dans les minéraux communs des magmas rhyolitiques.	p. 78
FIG. 38 - Diagramme multi-éléments normalisé à la croûte inférieure des orthogneiss de la Basha.	p. 78
FIG. 39 - Diagrammes d'éléments majeurs des orthogneiss du Bukpun.	p. 80
FIG. 40 - Diagramme de terres rares normalisés à la chondrite et diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif des orthogneiss du Bukpun.	p. 81
FIG. 41 - Diagrammes d'éléments majeurs des orthogneiss d'Aralter.	p. 83
FIG. 42 - Diagramme de terres rares normalisés à la chondrite et diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif des orthogneiss d'Aralter.	p. 84
FIG. 43 - Diagrammes La vs Sm et Tb vs Yb des orthogneiss d'Aralter.	p. 85
FIG. 44 - Diagrammes d'éléments majeurs des orthogneiss de Bolocho.	p. 87
FIG. 45 - Diagramme de terres rares normalisés à la chondrite et diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif des orthogneiss de Bolocho.	p. 88
FIG. 46 - Diagramme multi-éléments normalisé à la croûte inférieure des orthogneiss de Bolocho.	p. 88
FIG. 47 - Diagramme de terres rares et diagramme multi-éléments normalisés à l'échantillon TK643 des orthogneiss de Bolocho.	p. 89
FIG. 48 - Diagrammes d'éléments majeurs en fonction de SiO ₂ des orthogneiss de Bolocho.	p. 90

FIG. 49 - Diagrammes d'éléments majeurs des "autres granitoïdes".	p. 93
FIG. 50 - Tableau de synthèse des diagrammes de terres rares et multi-éléments des orthogneiss du KMC dans le secteur du Chogo Lungma.	p. 97
FIG. 51 - Orthogneiss de Bolocho. Comparaison aux teneurs en terres rares des autres plutons subalcalins du Karakorum.	p. 98
FIG. 52 - Cartes de localisation et géologique du pluton syénitique d'Hemasil.	p. 100
FIG. 53 - Stéréogrammes de distribution des foliations et linéations dans le dôme syénitique d'Hemasil.	p. 101
FIG. 54 - Diagramme R1-R2 de De La Roche et al. (1980) des échantillons d'Hemasil.	p. 106
FIG. 55 - Diagramme K_2O vs SiO_2 et K_2O vs Na_2O des échantillons d'Hemasil.	p. 107
FIG. 56 - Diagramme $Mg/Fe+Mg$ vs B de Debon & Le Fort (1988) des échantillons d'Hemasil.	p. 107
FIG. 57 - Diagramme de terres rares normalisés aux chondrites des échantillons d'Hemasil.	p. 108
FIG. 58 - Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif des échantillons d'Hemasil.	p. 108
FIG. 59 - Diagramme multi-éléments normalisé à la croûte inférieure des échantillons d'Hemasil.	p. 109
FIG. 60 - Diagrammes de traces et terres rares en fonction de Zr des échantillons d'Hemasil.	p. 110
FIG. 61 - Diagrammes de TR Moyennes, Sr et Ba en fonction d' Y des échantillons d'Hemasil.	p. 111
FIG. 62 - Diagramme ϵ_{Nd} - Th montrant les effets de la contamination crustale sur les variations du rapport isotopique du Nd dans les échantillons d'Hemasil.	p. 113
FIG. 63 - Diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ des échantillons d'Hemasil.	p. 114
FIG. 64 - Diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la syénite d'Hemasil et essai de modélisation de processus d'AFC (DePaolo, 1981).	p. 114
FIG. 65 - Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs ϵ_{Nd} des magmas potassiques du Sud Tibet et de la syénite d'Hemasil.	p. 115
FIG. 66 - Carte géologique simplifiée du Chogo Lungma et localisation des échantillons.	p. 119
FIG. 67 - Profils géochimiques de minéraux.	p. 121
FIG. 68 - Résultats du chauffage par paliers des échantillons datés.	p. 123
FIG. 69 - Schéma d'évolution géodynamique simplifié de la syntaxe Ouest himalayenne entre 120 Ma et environ 10 Ma.	p. 129
FIG. 70 - Schéma interprétatif de la structure actuelle de la syntaxe Ouest himalayenne.	p. 130
FIG. 71 - Schéma tectonique de la syntaxe Ouest himalayenne et Digital Elevation Model (DEM) de Fielding et al., 1994.	p. 132

Liste des planches de photographies

PLANCHE 1 - Aspects géologiques et structuraux des formations du Ladakh dans le secteur de Turmik.	p. 19
PLANCHE 2 - Aspects géologiques, paléontologiques et structuraux des formations du Ladakh dans le secteur de Turmik.	p. 21
PLANCHE 3 - Aspects géologiques, pétrographiques et structuraux des formations du KMC.	p. 23
PLANCHE 4 - Aspects géologiques, pétrographiques et structuraux des formations du KMC.	p. 25
PLANCHE 5 - Aspects géologiques, pétrographiques et structuraux des formations du KMC.	p. 28
PLANCHE 6 - Microphotographies de lames minces illustrant l'évolution métamorphique dans le Karakorum.	p. 33
PLANCHE 7 - Aspects géologiques et structuraux des formations du KMC.	p. 39

Liste des tableaux

TAB. 1 - Tableau des subdivisions tectoniques de l'himalaya du Nord-Ouest.	p. 10
TAB. 2 - Compositions chimiques de roches plutoniques du Ladakh.	p. 20
TAB. 3 - Chronologies et interprétations des évolutions tectonométamorphiques du Complexe Métamorphique du Karakorum.	p. 30
TAB. 4 - Composition moyenne des grenats analysés, en %.	p. 36
TAB. 5 - Compositions minéralogiques des échantillons de paragneiss et proportions relatives de chaque phase minérale.	p. 43
TAB. 6 - Estimations P-T des échantillons analysés.	p. 46
TAB. 7 - Teneurs en éléments en traces de la syénite d'Hemasil (en ppm).	p. 63
TAB. 8 - Orthogneiss de la Basha. Compositions minéralogiques des échantillons et proportions relatives de chaque phase minérale.	p. 65
TAB. 9 - Orthogneiss du Bukpun. Compositions minéralogiques des échantillons et proportions relatives de chaque phase minérale.	p. 66

TAB. 10 - Orthogneiss d'Aralter. Compositions minéralogiques des échantillons et proportions relatives de chaque phase minérale.	p. 68
TAB. 11 - Analyses représentatives de minéraux de l'orthogneiss d'Aralter.	p. 68
TAB. 12 - Orthogneiss de Bolocho. Compositions minéralogiques des échantillons et proportions relatives de chaque phase minérale.	p. 70
TAB. 13 - Autres granitoïdes du secteur étudié. Compositions minéralogiques des échantillons et proportions relatives de chaque phase minérale.	p. 71
TAB. 14 - Compositions chimiques des orthogneiss de la Basha.	p. 75
TAB. 15 - Compositions chimiques des orthogneiss du Bukpun.	p. 79
TAB. 16 - Compositions chimiques des orthogneiss d'Aralter.	p. 82
TAB. 17 - Compositions chimiques des orthogneiss de Bolocho.	p. 86
TAB. 18 - Compositions chimiques des "autres granitoïdes".	p. 92
TAB. 19 - Tableau de synthèse des caractéristiques chimico-minéralogiques des orthogneiss du secteur du Chogo Lungma.	p. 96
TAB. 20 - Composition minéralogique de la syénite d'Hemasil et de l'amphibolite associée, et proportions relatives de chaque phase minérale.	p. 102
TAB. 21 - Analyses représentatives de minéraux de la syénite d'Hemasil.	p. 103
TAB. 22 - Composition chimique de la syénite d'Hemasil, du lamprophyre et de l'amphibolite Sud.	p. 104
TAB. 23 - Données isotopiques des échantillons de syénite.	p. 112
TAB. 24 - Rapports isotopiques initiaux, ϵ et rapports du réservoir chondritique des échantillons de syénite recalculés à 10 Ma (âge de mise en place du pluton).	p. 113
TAB. 25 - Analyses de micas et d'amphiboles des échantillons datés.	p. 120
TAB. 26 - Résumé des données Ar-Ar.	p. 122

Table des matières

Chapitre I Introduction - Cadre géologique et tectonique de l'ensemble Himalaya - Ladakh-Kohistan - Karakorum	p. 5
1. - Cadre géographique	p. 5
2. - Buts de l'étude	p. 5
3. - Cartographie et toponymie	p. 8
4. - Rappels historiques	p. 8
5. - Contexte géologique général	p. 9
5.a. Le Haut Himalaya du Nanga Parbat - Haramosh	p. 11
5.b. L'arc du Ladakh - Kohistan	p. 12
5.c. Le Karakorum	p. 12
(i) Le Complexe Métamorphique du Karakorum	p. 12
(ii) Le batholite axial	p. 13
(iii) Le Nord Karakorum	p. 13
6. - Les limites du Karakorum	p. 14
7. - Ages des principales collisions dans la partie Nord-Ouest de l'orogénèse himalayenne	p. 14
7.a. La collision arc du Ladakh-Kohistan - Karakorum	p. 14
7.b. La collision continentale	p. 15
Chapitre II Géologie du secteur étudié	p. 17
1. - Le Cristallin du Haut Himalaya du Nanga Parbat - Haramosh	p. 17
2. - Le Ladakh	p. 18
2.a. Les amphibolites d'Askore	p. 18
2.b. Le Greenstone Complex	p. 22
2.c. Les plutons du Ladakh	p. 24
3. - Le Complexe Métamorphique du Karakorum	p. 24
3.a. Les dômes de gneiss	p. 26
3.b. Les formations métasédimentaires	p. 26
3.c. Le magmatisme syn-dôme: la syénite d'Hemasil	p. 26
Chapitre III Evolution tectonométamorphique	p. 30
1. - Travaux antérieurs - Buts de l'étude	p. 30
2. - Méthodologies	p. 31
2.a. Mesures structurales	p. 31
2.b. Préparation des lames minces	p. 31
2.c. Chimie des minéraux et thermobarométrie	p. 31
3. - Structures du Complexe Métamorphique du Karakorum	p. 32
3.a. Les déformations précoces	p. 32
3.b. L'événement tectonométamorphique principal - D1 -	p. 32
3.c. La phase de formation des dômes- D2	p. 36
3.d. Les déformations tardives et le métamorphisme rétrograde	p. 41
4. - Chimie des minéraux et thermobarométrie	p. 41
4.a. Chimie des minéraux	p. 41
4.b. Thermobarométrie	p. 46
5. - Discussion	p. 47
5.a. Métamorphisme et évolution P-T	p. 47
5.b. Déformations et interprétations des structures en dômes	p. 48
5.c. Taux de dénudation et chronologie	p. 51
6. - Conclusion	p. 54

Chapitre IV Pétrographie et géochimie des granitoïdes

p. 57

1. - Données antérieures sur les granitoïdes du Karakorum	p. 57
1.a. Le plutonisme anté-ordovicien: l'adamellite d'Ishkarwaz	p. 57
1.b. Le plutonisme jurassique: le complexe de Hushe	p. 57
1.c. Le plutonisme de subduction crétacé	p. 57
L'unité plutonique de Hunza	p. 57
Le groupe Sud Distaghil	p. 58
Les Tours de Muztagh	p. 58
Les orthogneiss du K2 et les porphyres orthogneissifiés du Broad Peak	p. 58
Darkot Pass	p. 58
Ghamu Bar	p. 59
Les granitoïdes de la Haute Hunza	p. 59
Le magmatisme alcalin du complexe du Koz Sar	p. 59
Les autres granitoïdes de la vallée de la Karambar	p. 60
1.d. Le plutonisme syn-collisionnel paléogène	p. 60
Le complexe subalcalin de Batura	p. 60
Trivor et Chhateboi: des magmas paléogènes ou crétacés?	p. 60
1.e. Le magmatisme post-collisionnel oligo-miocène	p. 60
L'unité plutonique du Baltoro	p. 60
Les filons de Hunza	p. 61
Sumayar	p. 61
Aliabad et Nagar	p. 61
Le magmatisme alcalin miocène	p. 62
Mango Gusor	p. 62
2. - Méthodes analytiques	p. 62
3. - Gisement, pétrographie et géochimie des orthogneiss du complexe métamorphique du Karakorum dans le secteur du Chogo Lungma	p. 64
3.a. Gisement et pétrographie	p. 64
3.a.1. Les orthogneiss de la Basha	p. 64
3.a.2. Les orthogneiss du Bukpun (s.l.)	p. 65
3.a.2.a Les faciès type "Hunza" de Remendok	p. 66
3.a.2.b Les faciès Bukpun s.s.	p. 66
3.a.2.c Les faciès du glacier Moraine	p. 67
3.a.3. Les orthogneiss d'Aralter	p. 67
3.a.4. Les orthogneiss de Bolocho	p. 69
3.a.5. Autres granitoïdes	p. 70
3.a.5.a. Glacier Moraine	p. 70
3.a.5.b. Kero Lungma	p. 70
3.a.5.c. Sokha	p. 71
3.a.5.d. Autres faciès Basha	p. 71
3.b. Géochimie des éléments majeurs, en traces et terres rares	p. 72
3.b.1. Diagrammes utilisés	p. 72
Diagrammes d'éléments majeurs	p. 72
Les éléments en traces et terres rares	p. 72
Choix des enveloppes de référence	p. 72
3.b.2. Les orthogneiss de la Basha	p. 74
3.b.3. Les orthogneiss du Bukpun	p. 79
3.b.4. L'orthogneiss granodioritique d'Aralter	p. 82
3.b.5. Les orthogneiss de Bolocho	p. 85
3.b.6. Autres granitoïdes	p. 91
Sokha	p. 91
Kero Lungma	p. 91
Moraine	p. 91
Basha	p. 91
3.c. Discussion et comparaisons	p. 94
3.c.1. Les orthogneiss de la Basha	p. 94
3.c.2. Les orthogneiss du Bukpun	p. 94

3.c.3. L'orthogneiss granodioritique d'Aralter	p. 95
3.c.4. Les orthogneiss de Bolocho	p. 95
3.d. Conclusion	p. 98
4. - La syénite d'Hemasil: un magmatisme potassique syn-orogénique miocène	p. 99
4.a. Introduction	p. 99
4.b. Contexte géologique et structural	p. 100
4.c. Pétrographie et minéralogie	p. 101
4.d. Géochimie des éléments majeurs	p. 105
4.e. Géochimie des éléments traces et terres rares	p. 106
4.f. Géochimie isotopique	p. 111
4.g. Discussion	p. 113
4.g.1. Comparaison avec les autres magmatismes potassiques du Karakorum et du Tibet	p. 113
4.g.2. Pétrogenèse de la syénite d'Hemasil	p. 115
4.g.3. Implications géodynamiques	p. 116
4.h. Conclusion	p. 116
Chapitre V Datations ^{40}Ar-^{39}Ar	p. 117
1. - La méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar	p. 117
1.a. Principe	p. 117
1.b. Représentation des âges	p. 117
1.c. Signification des âges ^{40}Ar - ^{39}Ar	p. 118
2. - Ages de refroidissement ^{40}Ar - ^{39}Ar du Complexe Métamorphique du Karakorum et de la Suture de l'Indus-Tsangpo dans le secteur du Chogo Lungma	p. 118
2.a. Introduction	p. 118
2.b. Géologie des objets étudiés	p. 121
2.c. Description des échantillons	p. 121
2.d. Données ^{40}Ar - ^{39}Ar et interprétations en termes de système isotopique	p. 122
2.e. Implications tectoniques	p. 124
2.f. Conclusions	p. 124
Chapitre VI Synthèse et conclusions	p. 126
1. - Apports de ce travail à la géologie du Karakorum	p. 126
2. - Un schéma possible d'évolution géodynamique de la syntaxe Ouest	p. 131
3. - Le Problème du Nanga Parbat	p. 134
4. - In Fine	p. 134
Remerciements	p. 135
Annexes	p. 136
Références	p. 159
Liste des figures et tableaux	p. 165
Table des matières	p. 168
Glossaire	p. 171

Glossaire des abréviations

CF: Cristallisation Fractionnée	MBT: Main Boundary Thrust
CF: Chaman Fault	MCC: Metamorphic Core Complex
HF: Herat Fault	MCT: Main Central Thrust
HFSE: High Field Strength element	MFT: Main Frontal Thrust
HHC: High Himalayan Crystalline	MKT: Main Karakorum Thrust
ICP: Inductivly Coupled Plasma	MMT: Main Mantle Thrust
ICP-MS: Inductivly Coupled Plasma - Mass Spectrometer	NP: Nanga Parbat
ITS: Indus Tsangpo Suture	NPHM: Nanga Parbat - Haramosh Massif
KF: Karakorum Fault	NS: Northern Suture
KMC: Karakorum Metamorphic Complex	REE: Rare Earth Elements
LFSE: Low Field Strength Element	SRT: Salt Range Thrust
LILE: Large Ion Lithophile Element	SS: Southern Suture
Liquide: partie mobilisable résultant d'un fractionnement (fusion partielle, cristallisation fractionnée) donnant par la suite des roches ignées. Ex: un granite est généralement considéré comme un "liquide". Ce terme est utilisé par opposition aux cumulats ou au résidu solide d'une source.	SSZ: Shyok Suture Zone
	TFF: Talass Fergana Fault
	TR: terres rares
	ZF: Zaskar Fault

Abréviations des noms de minéraux

AlSi: silicate d'alumine	Hb ou Hbl: hornblende
All: allanite	Kf: feldspath potassique
Alm: almandin	Ky: disthène
Am: amphibole	Mu: muscovite
An: anorthite	Ol: olivine
And: andalousite	Op: opaques
Andr: andradite	Opx: orthopyroxène
Ap: apatite	Pérovsk: pérovskite
Bt: biotite	Pl: plagioclase
Be: béryl	Px: pyroxène
Calc: calcite	Pyr: pyrope
Cd ou Crd: cordiérite	Qtz: quartz
Ch ou Chl: chlorite	SiAl: silicate d'alumine
Cpx: clinopyroxène	Sill: sillimanite
Chld: chloritoïde	Sph: sphène (titanite)
Ep: épidote	Sps: spessartine
Feld: feldspaths	St: staurotide
fK: feldspath potassique	Ru: rutile
Grt: grenat	Tm: tourmaline
Grs: grossulaire	Zr: zircon